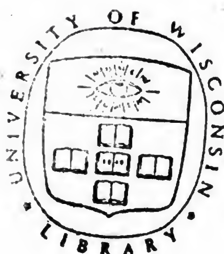
image
not
available

buch der Astronomie u. Geophysi

buch der Astronomie u. Geophysi






UNIVERSITY OF WISCONSIN
LIBRARY



JAHRBUCH

der

Astronomie und Geophysik.

Enthaltend die wichtigsten Fortschritte auf den Gebieten

der

Astrophysik, Meteorologie und physikalischen Erdkunde.

Unter Mitwirkung von Fachmännern

herausgegeben

von

Dr. Hermann J. Klein.

IX. Jahrgang 1898.

Mit sechs Tafeln in Schwarz- und Chromodruck.



EDUARD HEINRICH MAYER

Verlagsbuchhandlung

Leipzig 1899.

Inhaltsübersicht.

Geophysik.

Verzeichnis der Tafeln.

Druckfehler.

Seite 4, Zeile 23 von oben statt **Glas**kugel lies: Gaskugel.

Astrophysik.

Die Sonne.

Sonnenstatistik 1897. Die Relativzahlen der Sonnenflecke für das Jahr 1897 sind wieder von A. Wolfer festgestellt worden[1]) auf Grund der Aufzeichnungen in Zürich und an 14 anderen Orten. Die nachstehende Tabelle enthält die monatlichen Fleckenstände, und zwar bezeichnet m die Zahl der fleckenfreien Tage, n die Beobachtungstage und r die mittlere Relativzahl.

1897	m	n	r
Januar	0	31	40.6
Februar	0	28	29.4
März	1	31	29.1
April	3	30	31.0
Mai	6	31	20.0
Juni	6	30	11.3
Juli	0	31	27.6
August	0	31	21.8
September	0	30	48.1
Oktober	7	31	14.3
November	8	30	8.4
Dezember	1	31	33.3
Jahr	32	365	26.2

Als mittlere beobachtete Relativzahl für 1897 ergiebt sich also 26.2, eine etwas geringere Abnahme als von 1895 auf 1896. »Der Verlauf der Fleckenkurve ist unverkennbar gleichmässiger geworden als in den vorangegangenen Jahren; die sekundären Schwankungen sind nach Zahl und Amplitude geringer, entsprechend dem Wolfschen »Zackengesetz«, nach welchem mit der absoluten Stärke des Fleckenphänomens auch die Stärke seiner Veränderlichkeit zu- und abnimmt. Ausgesprochene sekundäre Maxima treten an acht Stellen auf; die fünf ersten — von Anfang Januar bis Anfang Mai —

[1]) Astron. Mitt. v. A. Wolfer, Nr. 89. Vierteljahrsschrift d. Naturf. Ges. in Zürich 1898. **43.** p. 285 u. ff.

bilden eine ununterbrochene Kette; zwei weitere, darunter das bedeutendste des ganzen Jahres, finden sich im September, ein letztes im Dezember. Diesen stehen zwei Minimalperioden gegenüber, die erste von Anfang Mai bis Ende August, die zweite von Mitte Oktober bis Anfang Dezember. Die erstere umfasst somit nicht weniger als $3^1/_2$ Monate, während welcher die Fleckenthätigkeit sich fast konstant auf sehr niederem Niveau gehalten hat — der erste derartige Fall seit dem letzten Maximum von 1893/94; die zweite Minimalperiode ist etwas kürzer, beträgt nicht ganz zwei Monate, fällt aber durch noch geringere Fleckenbildung und namentlich durch die verhältnismässig grosse Zahl fleckenfreier Tage auf; sie enthält deren volle 15, also nahe die Hälfte aller betreffenden Tage des Jahres.

Die Höhen der einzelnen Maxima sind merklich kleiner als im Jahre 1896. Während damals die Relativzahl noch mehrfach auf 120 stieg, hat sie in diesem Jahre den Wert 100 nicht mehr erreicht und ist nur ein einziges Mal, im Septembermaximum, auf 94 gelangt; die Zahl 80 wird nur wenige Male überschritten, alle andern Ordinaten bleiben unter dieser Grenze.

Eine regelmässig periodische Anordnung der Gruppen sekundärer Maxima, wie sie 1895 und 1896 hervortrat, ist in diesem Jahre nicht zu konstatieren. Dagegen bemerkt man, dass da, wo solche Maxima eine regelmässige Folge von Erhebungen mit zwischenliegenden Minima bilden, sie wie in frühern Fällen der Anhäufung und zeitweiligen Beständigkeit der Fleckenbildung in gewissen speziellen Gebieten der Fleckenzonen zuzuschreiben sind; so insbesondere in der Zeit vom Januar bis Mai, teilweise auch im September. Annähernd geht dies schon daraus hervor, dass ein Teil der Maxima sich in Zwischenräumen von ungefähr einer synodischen Sonnenrotation von 27^d folgt, bestimmter jedoch, wenn man die einzelnen Rotationsperioden der Sonne durch vertikale Striche gegeneinander abgrenzt. Man erkennt sofort, dass die Maxima um den 7. Januar, 4. Februar und 6. März herum nahe derselben Rotationsphase, also einem und demselben Komplex von Thätigkeitsgebieten entsprechen, ebenso diejenigen um den 17. März, 9. April und 5. Mai herum einem zweiten, vom vorigen verschiedenen Komplex, der auch noch gegen den 30. Mai hin in der letzten Phase der daselbst herrschenden Thätigkeit sich bemerkbar macht. In den Maxima vom August und September sind die Wiederholungen etwas weniger auffällig, doch entsprechen sich die kleine Erhebung von Anfang August, die sich von dem vorangehenden Teil der Kurve deutlich abtrennt, und das grosse Maximum von Anfang September unzweifelhaft, und dieses letztere kehrt auch, allerdings stark reduziert, Anfang Oktober nochmals wieder, tritt aber wegen eines andern Maximums, das Ende September durch einen vom vorigen verschiedenen Thätigkeitskomplex veranlasst war, weniger hervor.«

»Einen weit vollständigern Einblick in diese Abhängigkeit der sekundären Schwankungen von der Verteilung der Fleckengebiete längs der

Äquatorialzone der Sonne gewährt natürlich die unmittelbare Vergleichung der täglichen, nach den aufeinanderfolgenden heliographischen Längen orientierten Aufnahmen der Sonnenoberfläche. Aus diesen geht über den Verlauf der Thätigkeit in den Hauptzügen das Folgende hervor:

1. Das Maximum um den 7. Januar war durch die damals in der heliographischen Normallänge $L = 260^0$ auftretende, sehr grosse Fleckengruppe erzeugt; diese erschien Anfang Februar abermals, in der zweiten Rotation und westlich von ihr in den Längen $L = 330—300^0$ einige neue Gruppen; diesem Komplex ($L = 330-270^0$) entspricht das zweite Maximum in den ersten Tagen des Februar und seiner nochmaligen Wiederkehr in der dritten Rotation des Maximum um den 6. März herum.

2. Ein zweiter Hauptkomplex von Fleckengruppen befand sich zunächst in $L = 120^0$, es entspricht ihm derjenige Teil des ersten Maximums, der um den 20. Januar herum liegt; er kehrte auch in der zweiten Rotation wieder, erzeugte aber, auf einen einzigen Hoffleck reduziert, keine stärkere Erhebung der Kurve, wohl aber in der dritten Rotation, wo in derselben Gegend ($L = 130^0$) neuerdings sehr beträchtliche Fleckenbildungen stattfanden. Diesen entspricht das Maximum, dessen Höhepunkt auf den 16. März fällt, und auch die Maxima um den 9. April und 5. Mai, endlich das letzte geringe Ansteigen gegen den 30. Mai hin sind der Wiederkehr desselben, etwa von $L = 170—105^0$ sich erstreckenden Gebietes zuzuschreiben. Die letztgenannte Erhebung fällt aber bereits in die lange Minimalperiode, die Mitte Mai durch sechs aufeinanderfolgende fleckenfreie Tage eingeleitet wurde und bis Ende August anhielt. Die vielen kleinen, hier rasch aufeinanderfolgenden Hebungen und Senkungen der Kurve ohne regelmässige Anordnung stimmen damit überein, dass die wenigen auftretenden Gruppen sich ziemlich gleichmässig auf den ganzen Umfang der Fleckenzonen verteilten.

3. Die erste grössere Fleckengruppe nach diesem allgemeinem Minimum trat den 3. August in $L = 330^0$ auf; es entspricht ihr die Erhebung der Kurve vom 3.—15. August, die von dem vorangehenden Teil sich bereits etwas schärfer abtrennt. Ihr folgte zunächst ein nur schwach mit Flecken besetztes Gebiet und erzeugte ein ca. 14 Tage, nämlich bis Ende August, dauerndes Minimum; dann aber traten am 29. August am Ostrande die ersten Teile eines von $L = 340—275^0$ sich erstreckenden Komplexes ein, der das stärkste Fleckengebiet des ganzen Jahres repräsentiert, und auf dem auch die Augustgruppe wiedergekehrt ist. Derselbe Komplex erschien sodann in der folgenden Rotation im Anfang Oktober nochmals, aber weit schwächer besetzt; dagegen hatte inzwischen in $L = 110—40^0$ eine Anzahl neuer Gruppen sich gebildet, die das Maximum vom 20.—30. September erzeugten, aber die betreffende Rotationsperiode nicht überdauerten. Mit dem 9. Oktober trat nun die zweite Ruheperiodee in, die, wie schon bemerkt, durch zahlreiche fleckenfreie Tage und auch durch die weitere Thatsache besonders charakterisiert ist, dass vom 6.—27. November kein einziger Hoffleck sichtbar war.

4. Eine letzte kurze Thätigkeitsperiode des Jahres begann am 28. November mit der Bildung von Fleckengruppen in $L = 240—210^0$ und ganz besonders in $L = 100—80^0$, wo die umfangreiche Dezembergruppe entstand und das sehr ausgeprägte Maximum vom 6.—19. Dezember erzeugte; ihrem Austritte am Westrande der Sonne entspricht sodann der starke Abfall der Fleckenkurve gegen den Schluss des Jahres.«

Die nach der heliographischen Breite verschiedene Dauer der Sonnenrotation ist bis jetzt ein schwieriges Problem der Sonnenmechanik. Prof. C. A. Young macht nun auf einen Gesichtspunkt aufmerksam, welcher geeignet ist, die Erscheinung bezüglich ihrer Ursache verständlich zu machen. Die Thatsache

wurde zuerst vor einem halben Jahrhunderte von Carrington entdeckt, welcher damals nachwies, dass diejenigen Sonnenflecke, welche sich in der Nähe des Sonnenäquators befinden, durch ihre Bewegung auf eine Dauer der Sonnenrotation schliessen lassen, welche fast zwei Tage kürzer ist als die Rotationsdauer, welche sich aus der Bewegung von Flecken ergiebt, die sich in 35° oder 40° nördl. oder südl. Br. der Sonne befinden. Am Äquator beträgt die Rotationsdauer ungefähr $25^2/_{10}$ Tage, während sie in höhern Breiten auf 27 Tage und selbst darüber steigt. Die spektroskopischen Beobachtungen bestätigen diese Erscheinung und beweisen ausserdem, dass es sich hier nicht um eine einfache Bewegung der Flecken allein handelt, ähnlich der Bewegung der Stürme auf unserer Erde, sondern dass die ganze sichtbare Oberfläche der Sonne ebenso wie ihre Atmosphäre selbst, sich in der angedeuteten Weise bewegt.

Dies, sagt Prof. Young, beweist augenscheinlich, dass die Oberfläche der Sonne nicht aus einer festen Materie besteht, wie solches übrigens auch aus andern Umständen hervorgeht, und ferner dass die Photosphäre nur eine Schicht leuchtender Wolken ist, welche den darunter gelegenen Sonnenkörper umhüllt und vollständig verbirgt. Allein hierdurch erklärt sich in keiner Weise die raschere Rotation am Äquator. Zahlreiche Astronomen glaubten als eine notwendige Folge der heute allgemein angenommenen Theorie annehmen zu müssen, dass der eigentliche Sonnenkörper eine Glaskugel ist, die auf dem Wege der Erkaltung sich befindet und umgeben wird von einer Hülle leuchtender Wolken. Allein bis heute ist eine allen Erscheinungen genügende Erklärung noch nicht gegeben. Inzwischen wurde im Laufe der letzten Jahre ein wichtiger Schritt zur Lösung dieser interessanten Frage gethan durch die mathematischen Untersuchungen von Wilsing in Potsdam und unabhängig von diesem, durch ähnliche Untersuchungen, welche Sampson von der Durham-Universität angestellt hat. Diesen Arbeiten zufolge ist die Erklärung der erwähnten Rotationsverhältnisse der Sonne nicht in der gegenwärtigen Beschaffenheit derselben zu suchen, sondern in Vorgängen, die sich in der Vergangenheit abspielten. Die Beschleunigung in der Rotation in den Äquatorialgegenden der Sonne ist ein Überbleibsel von Zuständen, welche nicht mehr existieren, und sie wird weder hervorgerufen noch unterhalten durch irgendwelche noch heute auf der Sonne thätige Kraft. Im Gegenteil scheint es, dass alle heute dort thätigen Kräfte dahin wirken, diese besondere Rotationsgeschwindigkeit der Äquatorialgegenden der Sonne allmählich zum Verschwinden zu bringen, aber freilich so langsam, dass mehrere Jahrhunderte erforderlich sein würden, um die Abnahme für uns wahrnehmbar zu machen. Nach dieser Hypothese ist die Erscheinung nur eine einfache Oberflächenströmung, welche noch fortdauert, weil an der Oberfläche die innere Reibung, die zuletzt alle Ungleichheiten der Bewegung aufhebt, sehr viel geringer ist als im Innern der Sonne, wo alle Strömungen wahrscheinlich schon längst aufgehört haben.

Es ist nun nicht schwierig, einzusehen, dass die Kondensation eines scheibenförmigen Nebelfleckes oder die Zerstörung eines Ringes gleich dem des Saturn als vorübergehendes Ergebnis rasche äquatoriale Strömungen auf der Oberfläche der zentralen Kugel hervorrufen müsse. Neu dagegen ist die übrigens durch die Rechnung genügend gerechtfertigte Annahme, dass diese Wirkung Jahrhunderte hindurch fortdauern und uns gewissermassen als etwas dauerndes erscheinen kann. Aber freilich, was im Zeitmasse des Universums nur eine Sekunde oder einen kurzen Moment bedeutet, entspricht nach unserem menschlichen Zeitmasse jahrhundertelangen Perioden. Mit andern Worten: wir haben jetzt gewisse Gründe zu der Annahme, dass zu einer Zeit, welche, mit dem Massstabe des Geologen gemessen, durchaus nicht sehr lange verflossen zu sein braucht, ein die Sonne in den Äquatorialgegenden umgebender Nebelring sich auf deren Oberfläche herabgesenkt hat, eine Thatsache, die mit den Vorstellungen über die Entstehung des Sonnensystemes gemäss der Laplace'schen Theorie in genügender Übereinstimmung steht.

Die photographische Aufnahme der Chromosphäre vor der Sonnenscheibe ist von H. Deslandres ausgeführt worden[1]. Die ersten Arbeiten nach dieser Richtung hin hat Prof. E. Hale 1891 mit Erfolg ausgeführt[2], indem er die von Prof. Young beobachteten Thatsachen benutzte, dass die Linien H und K des Sonnenspektrums (welche dem Calcium zugeschrieben werden) eine starke photographische Wirkung ausüben. Im Februar 1892 kündigten Prof. Hale und H. Deslandres gleichzeitig und unabhängig voneinander an, dass diese Linien in den Fackelgruppen auf der Sonnenscheibe leuchtend erscheinen und die photographische Fixierung der entsprechenden Dämpfe auf der Sonne gestatten. Prof. Hale konstruierte zuerst einen beweglichen Spektrographen mit zwei Spalten, dem er den Namen Spektroheliograph gab, und welcher Bilder der Calciumdämpfe auf der Sonnenscheibe und der Protuberanzen lieferte. Deslandres zeigte seinerseits, dass die violetten Calciumlinien nicht nur in den Sonnenfackeln leuchtend erscheinen, sondern auch an allen andern Stellen der Sonnenscheibe, nur sind sie hier stets bedeutend schwächer. Diese Calciumdämpfe zeigen sich in der That auf der ganzen Sonnenscheibe, und wenn man sie über dem Rande derselben heller sieht, so ist doch ihre Fortsetzung nach dem Innern der Scheibe zu genau die gleiche, sie repräsentieren ein und die nämliche Partie der Sonne und ihrer Atmosphäre, nämlich eben die Chromosphäre. Prof. Hale glaubte anfangs, die mit den hellen Calciumlinien erhaltenen Photographien seien solche von Sonnenfackelgruppen, während Deslandres darauf besteht, dass die entsprechenden Calciumdämpfe über der Sonnenoberfläche schweben,

[1]) Specimens de Photographies Astronomiques par H. Deslandres. Paris 1897. Bull. de la Société astr. de France 1898. p. 306.
[2]) Dieses Jahrbuch **3**. p. 9 und Tafel I.

und ihr Bild ein solches der gesamten Chromosphäre ist, wie sich dieselbe isoliert von der Photosphäre darstellen würde. Die von ihm erhaltenen Bilder der Chromosphäre wurden mit einem 1893 neukonstruierten, vervollkommneten Spektrographen erhalten. Derselbe wird durch ein Uhrwerk langsam und gleichförmig vor einem feststehenden Bilde der Sonne bewegt, welches auf der Kollimatorspalte projiziert und durch einen Foucault'schen Siderostaten unbeweglich erhalten wird. Anderseits ist die photographische Platte hinter dem zweiten Spalt plaziert, welcher rasch hin und her schwingt, so dass also durch die Bewegung einer hellen Linie das Bild der gesamten Chromosphäre erzeugt wird. Die Expositionsdauer beträgt für die Partie der Chromosphäre vor der Sonnenscheibe 1 bis 3^m, für die Protuberanzen am Sonnenrande, welche im allgemeinen, wenigstens in ihren obern Teilen, weniger intensiv sind, ist sie zwei- bis dreimal länger. Wenn der Zustand des Wetters gestattet, werden in Meudon stets zwei Aufnahmen gemacht, eine der ganzen Chromosphäre und eine zweite, welche nur die über den Sonnenrand hinausragenden Partien der Chromosphären und die Protuberanzen dieses Teiles enthält. Bei diesen letztern Aufnahmen wird die Sonnenscheibe durch einen runden Schirm verdeckt, um das zerstreute Licht im Innern des Spektroskops so viel als möglich zu vermindern.

Die interessantesten Ergebnisse knüpfen sich an die Aufnahme der gesamten Chromosphäre vor der Sonnenscheibe. Zum Vergleiche hat H. Deslandres zwei Aufnahmen dieser letzten Art vom 10. und 11. April 1894 nebst einer Photographie der Sonnenoberfläche, die an dem erstgenannten Tage nach der gewöhnlichen Methode erhalten wurde, publiziert. Indem man beide Darstellungen miteinander vergleicht, erkennt man, dass die schwach sichtbaren Fackeln der gewöhnlichen Aufnahme glänzenden Flächen mit Fackelgebilden in der Chromosphäre entsprechen. Die Flecke, welche die gewöhnlichen Sonnenaufnahmen zeigen, entsprechen nicht immer den Flecken in den chromosphärischen Aufnahmen, jene sind vielmehr bisweilen vollständig oder zum Teile durch Dämpfe der Chromosphäre für das blosse Auge verhüllt. Endlich zeigen die chromosphärischen Aufnahmen kleine Maxima der Helligkeit, sowohl in der Nähe der Pole des Sonnenballes als in der Region der Flecken, nur sind sie dort schwächer als hier. Die hellsten Flächen der Chromosphäre, welche gleichzeitig auch die höchsten sind, entsprechen den Bezirken der Sonnenfackeln in der Photosphäre, welche gleichfalls die hellsten Punkte und auch die höchsten der Sonnenoberfläche bilden.

Auf Tafel I sind Aufnahmen der Sonne von Deslandres am 10. und 11. April 1894 wiedergegeben: Nr. 1 zeigt die Sonnenscheibe nach der gewöhnlichen Art photographiert, welche nur die Flecken und einige Fackeln zeigt, die am 10. April 11^h sichtbar waren. Nr. 2 zeigt die Chromosphäre vor der Scheibe, wie man sie sehen würde, wenn die Sonnenscheibe ganz fehlte; diese Chromosphärenscheibe ist aber grösser als die Sonnenscheibe, und zwar um

den Betrag der Höhe der Chromosphäre am Rande. Die Dauer der Aufnahme betrug 3^m. Die hellen Flächen bezeichnen die Projektionen der Protuberanzen. Nr. 3 ist eine Aufnahme am 11. April 11^h 29^m, in der gleichen Weise.

Neue Ableitung der Sonnenparallaxe. Auf Grund einer frühern Untersuchung hatte Dr. Gill eine neue Bestimmung der Sonnenparallaxe aus Heliometerbeobachtungen der kleinen Planeten Viktoria, Iris und Sappho vorgeschlagen und diese während der Oppositionen in den Jahren 1888 und 1889 am Kap beobachtet. Als korrespondierende Observatorien auf der nördlichen Hemisphäre hatten sich die Sternwarten zu Leipzig, Göttingen, Bamberg, Oxford und New-Haven angeschlossen. Die genaue Untersuchung dieser Messungen und die Ableitung des daraus folgenden wahrscheinlichsten Wertes für die Sonnenparallaxe hat Dr. Gill unlängst veröffentlicht[1]), wobei die Ergebnisse aus den Beobachtungen der Iris von Elkin abgeleitet sind. Als Endresultat ergab sich für den Wert der Sonnenparallaxe:

aus den Beobachtungen der Viktoria:	$\pi =$	8.8013″	+ 0.0061″
» » » » Sappho:		8.7981″	+ 0.0114″
» » » » Iris:		8.8120	± 0.0091″
im Mittel:	$\pi =$	8.8036″	± 0.046″

Als definitives Ergebnis nimmt Dr. Gill für den Wert der Sonnenparallaxe aus diesen Beobachtungen an: $\pi = 8.802'' \pm 0.005''$, und mit diesem Werte ergiebt sich aus den Beobachtungen der Viktoria als Wert der Mondmasse 1 : 81.702 ± 0.94.

Die durch die Störungen der Sonne verursachten Ungleichheiten in der Mondbewegung sind seit Jahren Gegenstand der rechnerischen Untersuchungen von E. W. Brown. Derselbe teilt die von ihm berechneten mittlern Bewegungen des Perigäums und der Knoten der Mondbahn und deren Vergleichung mit den Zahlen, welche Hansen und Delaunay gefunden, mit[2]).

Für die jährliche Bewegung des Perigäums findet er theoretisch: $+146435.3'' \pm 1.8''$, die Beobachtungen ergaben einen 0.3″ grössern Wert, Hansen's Wert ist 1.3″ kleiner. Für die jährliche Bewegung der Knoten der Mondbahn ergiebt die Theorie: $-69679.5'' \pm 1.1''$, die Beobachtung stimmt damit genau überein; Hansen's Wert ist 2.7″ kleiner. Würde man die von Gill für die aus der Figur der Erde entspringende Ungleichheit der Mondbewegung gefundenen Werte in die Hansen'schen Zahlen einführen, so würden diese sich den Brown'schen Werten etwas mehr nähern. Brown hat aus seinen Untersuchungen auch genauere Werte für die säkulare Acceleration

[1]) Annals of the Cape Observatory. 6 und 7.
[2]) Monthly Notices Astr. Soc. 57. p. 332. 342. 566.

der mittlern Bewegung des Perigäums und der Knoten des Mondes abgeleitet und findet:

mittlere Bewegung	+ 5.91″	± 0.02″
Perigäum	− 38.9″	± 0.1″
Knoten	+ 6.56″	± 0.02″.

Planeten.

Planetoiden - Entdeckungen 1897. Nach der Zusammenstellung von Paul Lehmann[1]) sind folgende Planeten aus der Gruppe zwischen Mars und Jupiter 1897 entdeckt worden:

(424) DF	31. Dez. 1896	von Charlois, Nizza.
(425) DC	28. Dez. 1896	» » »
(426) DH	25. Aug. 1897	» » »
(427) DJ	27. Aug. 1897	» » »
(428) Monachia . . .	18. Nov. 1897	» Villiger, München.

Ausserdem wurden als vermutlich neue aufgefunden die Planeten DL, DM, DN und DO. Von den bisher nur mit Nummern und Buchstaben bezeichneten Planeten haben Namen erhalten: (348) May, (350) Ornamenta, (354) Eleonora, (416) Vaticana und (422) Berolina.

Die Hauptelemente, welche für die Bahnen der neuen Planeten ermittelt wurden, lauten:

	Ω	i	φ	a	Berechner
(424)	99° 30.9′	8° 11.9′	6° 11.8′	2.77	Stein
(425)	61 12.4	4 2.3	4 18.4	2.90	Pourteau
(426)	—	—	—	—	noch nicht bekannt
(427)	298 53.6	5 9.0	7 1.0	2.97	Coniel
(428)	17 28.0	6 18.6	9 28.5	2.32	Berberich.

Der Planet (428) kann daher der Erde ziemlich nahe kommen bis auf $\varDelta = 0.94$ zur Oppositionszeit am 28. Oktober.

Ähnlichkeiten der Bahnelemente weisen die Planeten (424) und (351) auf, nämlich:

(424)	$\Omega = 99.5°$	$i = 8.2°$	$\varphi = 6.2°$	$a = 2.775$
(351)	99.7	9.2	8.8	2.765.

Von den im letzten Berichte[2]) angeführten neuen Planeten (409)—(423) sind in der zweiten Erscheinung, welche für die drei letzten in dieser Reihe allerdings noch nicht stattgefunden hat, nur die Planeten (416) und (419) wiedergefunden; von ältern Planeten wurden (188), (343), (362), (390) und (403) in zweiter Erscheinung beobachtet.

Eine neue Klasse von Planeten ist mit dem von Witt am 13. August photographisch entdeckten Planetoiden 1898 DQ bekannt geworden. An demselben Abende war das Gestirn auch von Charlois zu Nizza photographiert worden, ohne dass dieser dessen Anwesen-

---

[1]) Vierteljahrsschrift der Astron. Ges. **33**. p. 84.
[2]) Siehe dieses Jahrbuch. 8. p. 9.

heit auf der Platte bemerkte, während Witt durch den ungewöhnlich langen Strich, den der Planet auf der Platte hinterliess, sogleich aufmerksam wurde. Die merkwürdige Bahn des Planeten ist zuerst von Dr. A. Berberich erkannt worden.

Über die Bahnverhältnisse und die Stellung des Planeten im Sonnensysteme hat sich Berberich eingehend verbreitet[1]). »Die Umlaufszeit des neuen Planeten ist kürzer als die des Planeten Mars; jener bewegt sich fast immer in dem Raume zwischen Mars- und Erdbahn und steht nur während eines geringen Teiles seiner Periode von der Sonne weiter ab als der Mars.

Die provisorischen Bahnelemente lauten:

Länge des Perihels	122° 17′
Länge des Knotens	303 49
Neigung der Bahn	11 7
Exzentrizität	0.2286
Mittlere Entfernung von der Sonne	1.4606
Umlaufszeit = 644.7 Tage.	

Die kleinste Entfernung von der Sonne, seine Periheldistanz, würde demnach nur 1.127 Erdbahnradien betragen; der Erde käme der neue Planet auf etwa 20 Millionen Kilometer nahe, wobei er etwa die 6. Grössenklasse erreicht. Er würde bei seiner grössten Nähe, von verschiedenen Orten der Erde aus gesehen, sehr starke Verschiebungen seiner Stellung erfahren, mit andern Worten, seine Parallaxe wäre sehr gross und darum auch sehr genau zu messen. Man erhielte dann auch die achtmal kleinere Sonnenparallaxe viel schärfer, als es bisher der Fall war.

Ganz besonders wichtig ist die Stellung des neuen Planeten im Sonnensysteme. Nach der Entdeckung der Ceres erkannte man sofort, dass sie die Sonne in einer Entfernung umkreise, in der man nach dem »Titius-Bode'schen Gesetze« einen Planeten vermutet hatte. Als später die Anzahl der bekannten Planetoiden immer mehr anwuchs, blieb die Nachbarschaft der Ceresbahn am dichtesten mit solchen Gestirnen besetzt, während andere der Sonne erheblich näher kommen oder in weit grössern Abständen ihre Bahnen verfolgen. Heute kennt man Glieder der Planetoidengruppe, welche im Aphel nur noch um einen halben Erdbahnradius von der Jupiterbahn getrennt sind, und andere, die im Perihel die Marsbahn nahezu erreichen würden, wenn ihre Bahnebenen nicht gegen diese stark geneigt wären. Man mochte glauben, dass es wohl noch Planetoiden geben könne, die gleich zahlreichen periodischen Kometen noch über die Jupiterbahn hinaus gelangen könnten; eine systematische Nachsuchung mit kräftigen photographischen Fernrohren dürfte vielleicht noch von Erfolg sein. Der Fall, der nun aber in dem neuen Planeten vorliegt, war nicht vorauszusehen, dass sich nämlich solche Gestirne auch in dem Raume zwischen der Mars- und Erdbahn befinden sollten. Denn wenn dieselben nicht winzig klein sind, müssen sie uns in der Opposition recht hell erscheinen. Überlegt man die Sache aber genauer, so erkennt man, dass eine sehr geringe Entfernung von der Erde die Auffindung solcher Körper erschwert, statt erleichtert. Wenn ihre Bahn nicht nahe der Ekliptik liegt, so stehen sie bei ihrer Erdnähe entweder hoch im Norden oder tief im Süden, in Himmelsregionen, in denen nicht nach Planeten gesucht wird; wenn sie die Ekliptik kreuzen, so geschieht dies mit grosser Geschwindigkeit. Ausserdem wenden sie in jenen Stellungen der Erde nur einen Teil ihrer von der Sonne beleuchteten Seite zu, erscheinen also verhältnismässig lichtschwach. Es ist also sehr wohl die Möglichkeit zuzugeben, dass zwischen der Erd- und

[1]) Naturw. Rundschau 1898. Nr. 42. p. 529.

Marsbahn eine ähnliche Gruppe von kleinen Planeten existiert, wie die Gruppe zwischen Mars und Jupiter.

In dem Planeten vom 13. August hätten wir das erste Glied dieser neuen Gruppe vor uns. So gross auch der Unterschied in der Umlaufszeit ist, so verursacht die Exzentrizität doch ein Ineinandergreifen der Bahn des neuen Planeten und eines alten, der Agathe (228). Die Kreuzungsstelle liegt nahe beim Aphel des einen und dem Perihel des andern Gestirnes. Vielleicht könnte durch Neuentdeckungen die Lücke in den Umlaufszeiten noch ausgefüllt werden, indes ist dies wenig wahrscheinlich; die Lücke erscheint eben doch zu gross. Auch über die Marsbahn geht der neue Planet nur wenig hinaus. Läge seine Bahn mit der Marsbahn in gleicher Ebene, so würde der Fläche nach nicht ganz ein Achtel ausserhalb, alles übrige innerhalb der Bahn des Mars fallen. Diesem Planeten selbst kommt der neue Planet nicht sehr nahe wegen der Neigungsdifferenz der beiden Bahnebenen. Es können bei der Kleinheit der Marsmasse auch keine bedeutenden Bahnveränderungen entstehen. Beträchtlicher dürfte sich der störende Einfluss der Erde auf die Bewegung des neuen Nachbars erweisen, wenngleich die Annäherung nie lange dauert.

An die Entdeckung dieses neuen Gliedes des Sonnensystems lassen sich mancherlei Fragen anknüpfen. Die erste ist die, ob es nicht noch andere solche Körper in unserer Nachbarschaft gebe. Es wurde schon vorhin gesagt, dass einige Wahrscheinlichkeit hierfür spreche, dass die späte Auffindung des ersten derartigen Gestirnes sich aus den abnormen Bahnverhältnissen erklären lasse. Man wird noch — nicht ohne Aussicht auf günstigen Erfolg — zu prüfen haben, ob nicht gelegentlich eine Position entweder bei Meridianbeobachtungen oder bei photographischen Himmelsaufnahmen schon früher erlangt worden ist. Für eine genaue Ermittelung der Bahnbewegung wären solche ältere Beobachtungen von grossem Nutzen.

Wenn es noch mehr solche erdnahe Planeten gäbe, so kann man weiter fragen, ob nicht der eine oder andere in den Raum innerhalb der Erdbahn gelangen kann. Auch die Erde besitzt eine zu geringe Masse, als dass ausser in dichter Nähe ein fremder Körper starke Störungen erleiden könnte, die seine Bahn total veränderten. Anders verhält es sich mit dem Jupiter, dessen Bahn von Planetoiden nicht gekreuzt werden könnte, ohne dass deren Lauf von Zeit zu Zeit ganz umgestaltet werden würde. Der Jupiter würde solche Planeten längst abgefangen und in stark exzentrische Bahnen geworfen haben, in denen sie schwer zu entdecken wären. Verschont blieben nur Planeten mit starker Bahnneigung unter gewissen besondern Bedingungen. Solche Gestirne zu entdecken, würde einen ähnlichen Fortschritt bedeuten, wie die Entdeckung des Planeten vom 13. August.

Man kann endlich noch weiter gehen und auf die Existenz von Planeten schliessen, die gänzlich innerhalb der Erdbahn verweilen. Mit einem Worte, man kann es jetzt nicht für gänzlich ausgeschlossen erachten, dass wenigstens in dem ganzen Raume diesseits der Jupiterbahn ausser den vier grössern Planeten Merkur, Venus, Erde und Mars und dem Erdmonde noch kleine und kleinste Planeten vorhanden sind.«

Dimensionen der Planeten. Prof. Barnard hat im Laufe der Zeit eine grosse Anzahl Mikrometermessungen der Planetendurchmesser ausgeführt und dieselben neuerdings gesammelt und in ihrem endgültigen Resultate zusammengestellt[1]). Die folgende Tabelle enthält dieselbe.

[1]) Monthly Notices of Royal Astr. Soc. 1898. 58. Nr. 4. p. 217.

Name des Planeten	Durchmesser in Bogensekunden	Abstand, auf welchen die Durchmesser reduziert sind. Mittl. Entfernung der Erde = 1	Durchmesser in engl. Meilen
Merkur	6.126″	1	2765
Venus	17.397	1	7826
Mars (äquatorial)	9.673	1	4352
» (polar)	9.581	1	4312
Ceres	1.076	1	485
Pallas	0.675	1	304
Juno	0.263	1	118
Vesta	0.540	1	243
Jupiter (äquatorial)	38.522	5.20	90190
» (polar)	36.112	5.20	84570
Jupiters Satelliten:			
Satellit I	1.048	5.20	2452
» II	0.874	5.20	2045
» III	1.521	5.20	3558
» IV	1.430	5.20	3345
Saturn (äquatorial)	17.798	9.5389	76470
» (polar)	16.246	9.5389	69780
» äusserer Durchm., äuss. Ring	40.186	9.5389	172610
» innerer » » »	35.034	9.5389	150480
» mittlere Cassini-Teilung	34.517	9.5389	148260
» äuss. Durchm., innerer Ring	34.000	9.5389	145990
» innerer » » »	25 626	9.5389	110070
» » » Nebel Ring	20.528	9.5389	88190
» Durchm. des Satelliten Titan	0.633	9.5389	2720
Uranus	4.040	19.1833	34900
Neptun	2.433	30.0551	32900

Die Streifen und Flecke auf der Venusscheibe, welche auf dem Lowell-Observatorium zu Flagstaff in Arizona gesehen worden sind, werden von andern Beobachtern für Täuschungen erklärt. Diesen gegenüber beharrt der Beobachter A. E. Douglass nachdrücklich auf der objektiven Richtigkeit seiner Wahrnehmungen [1]) und weist die Insinuation, als seien die wahrgenommenen dunklen Striche und Figuren durch Pressung der Objektivlinsen oder Fehler in den Okularen oder im Auge des Beobachters entstanden, oder es seien lediglich Halluzinationen, mit Entrüstung zurück. Er bemerkt, dass er in den letzten sechs Jahren mehrere tausend Stunden an Refraktoren von 13, 18 und 24″ Objektivöffnung mit Beobachten beschäftigt gewesen und ebenso an deren kleinern Suchern, so dass er die Luftzustände, bei denen man das feinste planetarische Detail wahrzunehmen im stande sei, sehr genau kenne. Deshalb könne er die Einwürfe von andern Beobachtern, die weniger Erfahrung in dieser Beziehung besässen, nicht gelten lassen. Die Flecke auf der Venusscheibe aber seien unter geeigneten Luftverhältnissen durchaus

[1]) Monthly Notices of Royal Astr. Soc. 57. Nr. 7. Mai 1898. p. 382.

sicher und von ihm ebenso leicht erkennbar als die Ungleichheiten an der Lichtgrenze des Mondes beim Beobachten mit blossem Auge. Douglass beschreibt im einzelnen eine Reihe von Versuchen, welche er angestellt hat, um sich in verschiedenen Lagen des Fernrohres, mit verschiedenen Okularen und verschieden abgeblendetem Objektiv davon zu überzeugen, dass die gesehenen Streifen wirklich der Venusscheibe angehören. Die Sache ist in der That höchst merkwürdig; auf der einen Seite steht eine Reihe von Beobachtern, darunter ein Astronom wie Schiaparelli, welche die Lowell'schen Streifen der Venus nie zu sehen vermochten, auf der andern die Beobachter in Flagstaff, welche deren objektive Existenz durch alle möglichen Versuche und Vorsichtsmassregeln bestätigt zu haben behaupten.

Die Flecke und Streifen auf der sichelförmigen Venusscheibe sind bezüglich ihrer Natur von Dr. Villiger einer Untersuchung unterworfen worden[1]), die weitere Gesichtspunkte in dieses schon so oft behandelte Problem hineinträgt.

Villiger wirft zunächst einen Blick auf die frühern Versuche, die Rotation der Venus zu ermitteln, wobei er die Bearbeitung desselben Gegenstandes von Prof. Schiaparelli zu Grunde legt. Er kommt besonders bezüglich der Beobachtungen De Vico's (1839), durch welche man viele Jahre hindurch die Frage erledigt glaubte, zu dem nämlichen Ergebnisse wie Schiaparelli, nämlich, dass diese Beobachtungen gar nicht geeignet sind, das Problem zu lösen. »Hält man«, sagt er, »alle von De Vico erhaltenen Resultate zusammen, so erscheint es auf den ersten Blick ganz unbegreiflich, wie man sich damals damit zufrieden geben und den Rotationswert De Vico's oder besser gesagt denjenigen J. Cassini's als glaubwürdig hinnehmen konnte. Denn nach dem Bekanntwerden der römischen Beobachtungen finden wir keine weitern von wesentlicher Bedeutung bis zu Anfang der siebziger Jahre. Mit De Vico kam also die Frage zu einem ganz ähnlichen Abschluss wie ein Jahrhundert zuvor durch J. Cassini. Dieser scheinbare Erfolg, den De Vico mit seinen Venusbeobachtungen hatte, ist jedoch ganz erklärlich, wenn man bedenkt, dass die Arbeit in den »Memorie« sehr wenig bekannt wurde, und man De Vico schon auf seine Notizen in den »Astronomischen Nachrichten« hin das volle Vertrauen schenkte, und es mögen der Name De Vico selbst und die günstige Lage des Beobachtungsortes viel dazu beigetragen haben, alle Zweifel an der Richtigkeit der De Vico'schen Resultate zu zerstreuen.«

Die jüngste Periode in der Geschichte der Venusrotation beginnt etwa mit den Beobachtungen Vogel's in Bothkamp (1871), der auch unter den ersten über die atmosphärischen Verhältnisse besonders auf spektroskopischem Wege Untersuchungen angestellt hat und bezüglich der Venus zu dem Resultate kam, dass der Planet von einer

---

[1]) Neue Annalen der Sternwarte in München 1898. **3.** p. 301 u. ff.

Atmosphäre umgeben ist, in der eine sehr dichte und dicke Schicht von Kondensationsprodukten schwebt, und dass die Aufhellungen in dieser Schicht nie so weit gehen, dass sie deutlich markierte Flecke auf der Venusscheibe bedingen oder einen Durchblick auf die Oberfläche des Planeten gestatten. Unter diesen Verhältnissen scheint es unmöglich, aus den Flecken, die man auf der Oberfläche der Venus bemerkt, Schlüsse über die Rotationszeit oder die Lage der Rotationsachse zu ziehen.

Im Jahre 1884 haben gleichzeitig L. de Ball in Lüttich und A. S. Williams in West-Brighton Venusbeobachtungen angestellt.

Die beiden Beobachtungsreihen von L. de Ball und A. S. Williams stimmen insofern überein, als beide den hellen Aussenrand sehen, auf welchen nach innen ein dunkler Streifen folgt. In der Nähe der innern Lichtgrenze bemerkten beide Beobachter in der Regel eine hellere Partie. Soweit Kontrastwirkungen in Frage kommen, stimmen also die Beobachtungen überein.

Schiaparelli hat in dem ersten, historisch-kritischen Teile seiner Abhandlung nachgewiesen, dass alle ältern Bestimmungen der Rotationszeit des Planeten Venus zu grossen Bedenken Veranlassung geben. Der zweite Teil seiner Arbeit ist von verschiedenen Seiten, so von F. Löschhardt und Prof. W. F. Wislicenus, einer eingehenden Kritik unterworfen worden. Beide kommen dabei zu dem Resultate, dass die von Schiaparelli aufgestellte Hypothese, Venus rotiere während eines siderischen Umlaufes (224,7 Tage) nur einmal um ihre Achse, durchaus nicht als ein einwurfsfreies Beobachtungsresultat hinzunehmen sei.

Perrotin und Terby treten zu Gunsten der langsamen Rotation ein.

Perrotin zieht seine Schlüsse aus den Beobachtungen jenes dunkeln Meridianstreifens, dem wir schon so oft begegnet sind, und der auch auf den Nizzaer Zeichnungen ganz symmetrisch zur Figur der Planetenscheibe angeordnet ist. Dabei hat Perrotin allerdings ein Voraneilen des Streifens gegen die Lichtgrenze von 15° bis 18° in einem Zeitraume von $4\frac{1}{2}$ Monaten wahrgenommen; daraus würde eine Rotation folgen, die zwischen 195 und 225 Tagen liegt. Doch giebt der Beobachter selbst zu, dass diese Abweichung nicht viel grösser ist, als die möglichen Fehler in der gezeichneten und geschätzten Position des Bandes, wenn letzteres weit von dem durch die Mitte der Planetenscheibe gehenden Meridian entfernt ist.

Die Wahrnehmungen von Terby lassen sich ebenfalls mit wenig Worten ganz beschreiben. Von den 50 mitgeteilten Zeichnungen zeigen 46 den hellen Aussenrand nach innen sehr deutlich durch eine dunkle Linie abgegrenzt. Während die ersten Zeichnungen bei sehr kleinem Phasenwinkel angestellt sind und ausser dem hellen Rande mit seiner nach innen bald mehr, bald weniger breit gezeichneten dunkeln Begrenzung nichts zeigen, beginnt nun, nachdem der Phasenwinkel auf 80° gestiegen ist, jener dunkle Schatten, parallel zur Lichtgrenze verlaufend, sichtbar zu werden, und es ist

dieser dunkle Schatten, der Terby, mit demjenigen von Perrotin vergleichend, zu der Annahme einer 224 tägigen Rotation führt.

Trouvelot findet aus Wahrnehmungen vom Jahre 1878 (3. Februar, 19. Januar) für die Umdrehungszeit: 23^h 49^m 28^s; Wislicenus findet aus den Beobachtungen des dunklen Fleckes vom Jahre 1876 und 1891 durch verschiedene Kombinationen die Werte: 23^h 59^m 55^s und 23^h 56^m 11^s, wobei allerdings bei dem ersten die Annahme gemacht ist, dass die im Jahre 1891 gesehenen Flecke mit denen von 1876 identisch sind.

Endlich giebt Trouvelot für die beiden andern Rotationselemente die Werte: Länge des aufsteigenden Knoten $= 2^0$ Neigung des Äquators gegen die Bahnebene $= 10^0$ bis 12^0. Doch bemerkt er selbst, dass der eine oder andere von diesen Werten vielleicht noch wesentliche Änderungen erfahren dürfte.

Seit dem Erscheinen der vier soeben besprochenen Arbeiten ist die Frage nach der Rotationszeit der Venus immer mehr in den Vordergrund getreten. Die Zahl der Beobachter, welche sich diesem Gegenstande widmen, hat bedeutend zugenommen, und trotzdem ist der Zwiespalt noch immer der nämliche geblieben. Mascari, Cerulli, Schiaparelli, Perrotin, Lowell, Fontserè u. a. haben eine wesentliche Konstanz und Unbeweglichkeit der Flecke bemerkt und glauben, darin einen Beweis für die 224 tägige Rotation zu erblicken. Hilliger, Brenner, Roberts u. a. haben deutliche Verschiebungen innerhalb weniger Stunden wahrgenommen, entsprechend einer etwa 24 stündigen Umdrehungszeit.

Wenn man alle Beobachtungen über Venus, welche in den letzten fünf Jahren angestellt wurden, durchsieht, so findet man in den wesentlichen Wahrnehmungen eigentlich eine ganz gute Übereinstimmung sämtlicher Beobachter (ausgenommen die Beobachtungen Lowell's). Alle bemerken den hellen Aussenrand, an den Hörnern auffallend helle Flecken, die Polarflecken, und im Innern der Planetenscheibe ist gewöhnlich ein dunkler Streifen parallel zur Lichtgrenze sichtbar. Überall zeigt sich, mehr oder weniger ausgesprochen, eine symmetrische Anordnung dieser hier angeführten Wahrnehmungen und auch anderer Details in Bezug auf die Figur der Phase.

Die Beobachtungen Perrotin's vom Jahre 1890 und diejenigen von 1895 wurden angestellt, als der östliche Teil der beleuchteten Venushalbkugel der Erde zugekehrt war, während seine letzten Beobachtungen im Winter 1895—1896 bei westlicher Elongation angestellt sind. Perrotin bemerkt nun, dass in beiden Elongationen das Aussehen der Venus dasselbe war.

Die Venusoberfläche hat damit nach Perrotin das folgende Aussehen:

Längs der ganzen Lichtgrenze sind rings um den Planeten, die Polarflecke mitgerechnet, etwa zehn helle Flecke sichtbar, darauf folgt ein 10^0 bis 15^0 breites dunkles Band, das also auf der Venuskugel einen Kreis bildet, dessen Ebene auf der Linie Venus-

Sonne senkrecht steht, und in der Mitte der beleuchteten Venushalbkugel befindet sich die hellste Stelle. Dass bei Annahme der Rotation von Schiaparelli die atmosphärischen Zustände eine solche Anordnung nach kleinsten Kreisen zeigen müssen, ist ganz natürlich, nur ist dabei nicht recht einzusehen, dass die hellen Flecke längs der Lichtgrenze auch gar so symmetrisch verteilt sind zur Figur der Phase, und immer zwei von den zehn hellen Flecken an den Hörnern liegen.

Wesentlich abweichend von den Ansichten aller andern Beobachter in Bezug auf die atmosphärischen Verhältnisse auf der Venus sind die Anschauungen von Brenner. Er glaubt, dass die dunkeln Flecke, welche er auf seinen zahlreichen Zeichnungen der Jahre 1893—1896 wiedergiebt, den auf der festen Oberfläche des Planeten angehörenden Terrainverhältnissen zuzuschreiben sind. Die Venusatmosphäre wäre nach Brenner allerdings auch dichter als die der Erde, jedoch immer noch derart, um einen Blick auf die feste Oberfläche zu gestatten. Von dieser Annahme ausgehend, ist es ihm dann sogar möglich, eine Karte der Venusoberfläche zu entwerfen, und aus einer Anzahl seiner besten Zeichnungen findet er für die Rotationszeit: $23^h\ 57^m\ 36.24^s$.

Der Venusäquator fällt auch bei Brenner mit der Bahnebene des Planeten nahe zusammen.

Ein Gefühl der Unsicherheit, sagt Villiger, muss wohl bei jedem wach werden, der sich je mit diesem Gegenstande beschäftigt, und dies besonders, wenn man gerade die neuern und neuesten Beobachtungen betrachtet. Unwillkürlich muss sich dabei jedem der Gedanke aufdrängen, ob nicht die gemachten Wahrnehmungen zum Teil auf ganz andere Art zu erklären seien, als dies bis jetzt fast immer geschehen ist, und es scheint auch, dass diese letzte Ansicht in allerneuester Zeit mehr und mehr zu ihrem Rechte kommt, nachdem man sich mehr denn zwei Jahrhunderte hatte täuschen lassen.

Barnard hat in den Jahren 1888—1895 die Venus auf der Lick-Sternwarte sowohl mit dem 36-Zöller als auch hauptsächlich mit dem 12-zölligen Refraktor sehr oft beobachtet, doch sagt er: Vage, unbestimmte Flecken waren oft sichtbar, aber es war unmöglich, sie so gut zu sehen und daraus etwas über die Rotation abzuleiten. Es ist dieses Resultat um so auffallender, als Barnard unter sehr günstigen atmosphärischen Verhältnissen beobachtete und auch durch Abblendung des Objektivs und andere Hilfsmittel sich die günstigste Art der Beobachtung der Venus bei Tage zu bestimmen suchte. Er will auch die Hauptschwierigkeit der Venusbeobachtungen dem Umstande zuschreiben, dass dieselben bei Tage in möglichst grosser Höhe des Planeten angestellt werden müssen, wobei dann die Luft doch niemals die Ruhe zeigt wie nachts. Barnard teilt nur eine Zeichnung vom 29. Mai 1889 mit, welche nach seiner Aussage unter sehr günstigen atmosphärischen Zuständen hergestellt ist. Dieselbe zeigt bei einem Phasenwinkel von 130° drei dunkle Flecke

symmetrisch zur Phase verteilt, und es sind dieselben nach der Lichtgrenze zu durch eine derselben parallel laufende dunkle Linie begrenzt.

Aus dem Jahre 1897 liegt endlich noch eine Anzahl Beobachtungen vor, welche C. Flammarion, Antoniadi und Mathieu in Juvisy in den Sommermonaten erhalten haben. Das Aussehen der Zeichnungen ist durch die schon oben gegebene kurze Beschreibung aller neuern Beobachtungen wohl schon genügend charakterisiert, und es ist nur zu bemerken, dass auch Flammarion nicht im stande ist, aus seinen Beobachtungen irgend welchen Schluss auf die Umdrehungszeit zu machen, ja er ist vielmehr der Ansicht, dass man bei allen bisherigen Beobachtungen zum grössten Teil getäuscht worden sei.

Das sind nun die Wahrnehmungen, aus denen die Beobachter Werte für die Umdrehungsdauer abgeleitet haben. »An den runden dunkeln Flecken«, sagt Dr. Villiger, »welche sich durch ihr ewiges Kleben an der Lichtgrenze kennzeichnen, hat Bianchini eine tägliche Bewegung von 15° konstatiert, während De Vico und seine Gehilfen ein deutliches Fortschreiten derselben innerhalb weniger Stunden bemerkten. Ebenso sah Schröter jenen dunkeln Längsstreifen sich deutlich im Sinne einer kurzen Rotation weiterbewegen, während neuere Beobachter eine grosse Konstanz in der Lage ganz ähnlicher Gebilde wahrgenommen haben. Wenn man von Bianchini und dem Hauptteil der Wahrnehmungen De Vico's absieht, so kann man sagen, dass alle Beobachter im grossen und ganzen dasselbe gesehen haben, und nur die Deutung der Beobachtungen ist in jedem Falle eine andere. Es würde jedoch trotzdem gegenwärtig zweifellos ein ganz erfolgloses Unternehmen sein, wollte man alle vorhandenen Beobachtungen mit einem einzigen Werte für die Rotationszeit in Einklang zu bringen suchen.«

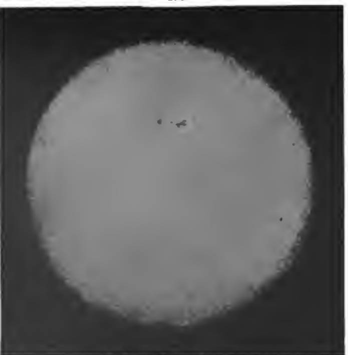
Dr. Villiger stellt sich daher auf einen andern Standpunkt, indem er den Versuch macht, den grössten Teil der auf der Venus beobachteten Flecke als physiologischer Natur zu erklären, durch Kontrastwirkung, welche durch die Lichtverteilung und in letzter Instanz durch das auf der Planetenoberfläche geltende Beleuchtungsgesetz bedingt sind; dazu kommen nun noch die Umstände, unter denen wir jene Planetenoberfläche betrachten, die Atmosphäre der Erde, welche, wie oben schon angedeutet, die Beobachtung des Planeten in verschiedener Hinsicht beeinflussen kann.

Bei Behandlung der Aufgabe, die physiologischen Verhältnisse zu betrachten, welche durch die Lichtverteilung auf einer unvollständig erleuchteten Planetenscheibe, insbesondere bei der Venus, mitwirken können, kommt es in erster Linie auf das Beleuchtungsgesetz an, welches für diesen Planeten gilt. Hier haben wir zunächst nur die Wahl zwischen dem Lambert'schen und dem Lommel-Seeliger'schen, und da letzteres sich den photometrischen Beobachtungen ungleich besser anschliesst, so kann die Wahl nicht zweifelhaft

1.
10. April 1894 um 11 h — m

N.

O.



W.

S.

2.
10. April 1894 um 11 h 30 m

N.

O.



W.

S.

3.
11. April 1894 um 11 h 29 m

N.'

O.



W.

S.

Photographische Aufnahme der Sonne und der ganzen Chromosphäre von G. Deslandres

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

sein. Da Venus jedenfalls von einer dichten Atmosphäre umgeben ist, in welcher das auffallende Sonnenlicht bis zu einiger Tiefe eindringen kann, so entsprechen die dortigen Verhältnisse gerade den Vorraussetzungen, welche dem letztern Gesetze zum Grunde liegen. Dr. Villiger führt die Untersuchung speziell durch, doch kann auf die mathematischen Entwickelungen hier nicht eingegangen werden; es möge genügen, dass die Lichtverteilung auf einer unvollständig beleuchteten Planetenscheibe unter Annahme des obigen, plausibelsten Beleuchtungsgesetzes in der That Eigentümlichkeiten aufweist, welche den auf der Venusscheibe wahrgenommenen Flecken und Streifen ähnlich sind, und deren Natur als Oberflächenteile des Planeten selbst höchst unwahrscheinlich machen. Ein geeignetes Mittel, der Frage auch experimentell näher zu treten, bietet sich in der Beobachtung beleuchteter Kugeln aus zerstreut reflektierenden Substanzen dar. Mit solchen Kugeln hat Dr. Villiger in der That Versuche angestellt. Er teilt darüber folgendes mit: Die zu beobachtende Kugel von 5.5 *cm* Durchmesser wurde in etwa 400 *m* Entfernung südöstlich von der Sternwarte aufgestellt und hier mittels einer Petroleumlampe beleuchtet. Die Lampe befand sich auf einem horizontal drehbaren Arme 0.4 *m* von der Kugel entfernt, deren Mittelpunkt in die Drehungsachse des Armes gebracht wurde. Dadurch war es möglich, durch einfache Drehung des Armes jeden beliebigen Phasenwinkel herzustellen. Als Beobachtungsfernrohr diente der 5-zöllige Refraktor, der im östlichen Turme der Sternwarte aufgestellt ist. Um ferner die Umstände der Beobachtung denen bei den Venusbeobachtungen möglichst gleich zu gestalten, wurde das Gesichtsfeld des Fernrohres durch seitliche Beleuchtung des Objektivs erhellt. Zu den Versuchen wurden zwei verschiedene Kugeln aus Gummi und Gips benutzt. Eine wesentliche Abhängigkeit von der Substanz liess sich jedoch aus den Zeichnungen nur bezüglich des hellen Randes feststellen, welcher bei der Gummikugel immer viel schärfer zu erkennen war. Der dunkle Meridianstreifen und die hellen Polarflecke waren bei beiden Substanzen sichtbar. Besonders bei nahe halberleuchteter Kugel waren die hellen Polarflecke auffallend deutlich.

Betrachtet man die von Villiger und mehrern Mitbeobachtern gegebenen Zeichnungen des Aussehens dieser Kugel, so glaubt man in der That, Zeichnungen der sichelförmigen Venus zu sehen, mit den bekannten schwachdunkeln Längsstreifen, den matten hellen Stellen und den hellen Kalotten an den Hörnern der Sichel. Auch mit den Zeichnungen von Venusflecken, die am 10-zölligen Refraktor zu München erhalten wurden, stimmen sie gut überein. Wenn nun gerade die dunkeln Meridianstreifen, ja sogar zum Teil der helle Rand dazu benutzt wurden, um als wesentliche Stütze der 224tägigen Rotationsdauer zu dienen, und es nun aber ganz ausser Zweifel steht, dass jede Kugel, auf welcher das Lommel-Seeliger'sche Beleuchtungsgesetz in seiner allgemeinen Form gilt, bei nur unvollständiger Be-

leuchtung schon aus physiologisch-optischen Ursachen ganz ähnliche dunkle Streifen zeigt, so muss die Unveränderlichkeit der Venusflecke während mehrerer Tage als ganz selbstverständlich angesehen werden, und hat man durchaus nicht mehr nötig, zu einer sehr langsamen Rotation seine Zuflucht zu nehmen, welche Rotation schon aus ganz andern Gründen recht unwahrscheinlich ist. Schiaparelli, bemerkt Dr. Villiger, hat zwar zur Begründung der langsamen Rotation noch mehr Gewicht auf seine Wahrnehmungen in der Nähe des Südpoles gelegt, doch sind dieselben, wie Wislicenus und Löschhardt gezeigt haben, durchaus nicht einwandsfrei in Bezug auf die daraus gezogenen Schlüsse.

»Wenn also«, fährt er fort, »hier einerseits diese langsame Umdrehung sich sehr einfach erklären lässt, so ist es nun anderseits auf den ersten Blick doch auffallend, das auch Zeichnungen, wie z. B. diejenigen Brenner's, aus denen nach der eigenen Angabe des Beobachters eine kurze Rotationszeit folgt, mit unserem Versuche recht gut übereinstimmen. Die Sache ist einerseits sehr auffallend, anderseits aber doch ganz einfach erklärlich, denn wenn der Beobachter richtig sieht, so muss er eben jene Einflüsse, welche mit der Lichtverteilung zusammenhängen, auch mitmachen, mag er nun gleichzeitig noch irgendwelche andere reelle Gebilde wahrnehmen, welche ihm die Rotation des Planeten verraten. Die durch physiologische Wirkungen erzeugten Flecke werden sich mit den offenbar ebenfalls sehr schwachen reellen Gebilden oft teilweise vermischen und dadurch die Auffindung der Rotationszeit sehr erschweren, wenn nicht gar zur Unmöglichkeit machen.« Als Endresultat der ganzen Betrachtungen bezeichnet daher Dr. Villiger folgende Sätze:

»Der Bestimmung der Umdrehungszeit des Planeten Venus aus Beobachtungen seiner Oberfläche stellen sich Schwierigkeiten entgegen, welche ihre Ursache zum Teil in dem Beleuchtungsgesetze, das auf dem Planeten gilt, und damit zusammenhängend in unserem Sehvermögen haben. Erst ein genaueres Studium dieser Einflüsse wird uns Mittel an die Hand geben, die reellen Gebilde von den Sinnestäuschungen zu trennen und damit einen einwurfsfreien Wert für die Rotation abzuleiten.«

Schiaparelli's Marsbeobachtungen 1886. Der Direktor der Sternwarte zu Mailand hat jetzt die fünfte Abhandlung über den Planeten Mars veröffentlicht, welche seine Beobachtungen während des Jahres 1886 umfasst. Die Opposition fand statt am 6. März, und der grösste scheinbare Durchmesser der Marsscheibe war 14″, also nur wenig mehr als die Hälfte des bei den günstigsten Oppositionen überhaupt stattfindenden scheinbaren Durchmessers.

Was die Jahreszeiten auf dem Mars anbelangt, so war für die nördliche Halbkugel eingetreten das Frühlingsäquinoktium am 12. September 1885, das Sommersolstitium am 30. März 1886, das Herbstäquinoktium am 28. September 1886; für die südliche Halbkugel

des Mars fand zu den genannten drei Zeitpunkten statt der Reihe nach: das Herbstäquinoktium, das Wintersolstitium und das Frühlingsäquinoktium.

Die Beobachtungen begannen am 3. Januar und endigten am 5. Juni. Während dieser Zeit wurde in 64 Nächten beobachtet, von denen nur 20 gute Luft hatten. Als Instrument diente bis Ende April der 8zöllige und von da an der 18zöllige Refraktor. Die Hauptergebnisse der Beobachtungen, welche die Abhandlung des Professors Schiaparelli bringt, sind folgende:

Die ausgedehnte Region, welche sich nördlich vom Äquator zwischen 290° und 20° der Länge ausdehnt, wurde vollständig durchschnitten von dem in Meridianrichtung sich erstreckenden Zuge Euphrates-Arnon-Kison. Unter 40° Br. bildet diese Linie den Lacus Ismenius, unter 65° den Lacus Arethusa, welche Ausgangspunkte mehrerer Kanäle sind. Der Euphrates war breit und nicht doppelt, wie Perrotin beobachtet hat; Schiaparelli sah diesesmal nur den rechten Arm der Verdoppelung von 1882. Ebenso sah er den Phison auch nur einfach, aber hier war der linke Arm von 1882 sichtbar. Typhonius wurde nur ein einziges Mal beobachtet am 5. April. Orontes war deutlicher. Die beiden Spitzen des Sinus Sabäus waren 1886 besonders schwer zu trennen. Fastigium Aryn zeigte sich nur bisweilen matt. Der Gihon war unbestimmt, Hiddekel war besser sichtbar, Astaboras sehr bleich, Anubis von 1882 wurde nicht wiedergesehen, der Lacus Ismenius erschien als grosser schwarzer, kreisförmiger Fleck von etwa 10° des Meridians im Durchmesser, Arethusa Lacus erschien auch sehr dunkel, aber von kleinern Dimensionen. Diese beiden Seen waren auf der Marsscheibe sehr augenfällig. Der Arnon hatte kaum noch das Aussehen von 1884, er glich eher einer Meeresstrasse, welche die beiden Seen verbindet. Der Kison, welcher am 1. April entdeckt wurde, war schwarz, breit und unregelmässig; er bildete da, wo er an der Polarkalotte endigt, eine dunkle Fläche, eine Art von drittem See, analog dem Lacus Ismenius und dem Lacus Arethusa. Protonilus und Deuteronilus waren im April und Mai unsichtbar. Letzterer bildete die Verlängerung des Oxus. Xenius war sehr schwer zu sehen, dagegen Calirrhoe zeigte sich ausserordentlich deutlich und verband mittels des blassen Cedron den Lacus Arethusa mit dem Mare Acidalium.

Der Indus hat nichts Ungewöhnliches 1886 dargeboten, ebensowenig der Hydaspes. Gamuna erschien breit und als Bogen grössten Kreises der Marsoberfläche; Schiaparelli sah sie nur einfach, dagegen Perrotin am grossen Refraktor zu Nizza doppelt. Ihre Richtung scheint nicht immer dieselbe gewesen zu sein. Der Lacus Lunae erschien diesesmal nicht doppelt wie 1884. Von 31 Verdoppelungen, die 1881 und 1882, und von 18, die 1883 und 1884 gesehen waren, bestand 1886 nur noch eine einzige, diejenige des Hydraotes-Nilus, aber sie war grossartig und umfasste den 6. Teil ihres Parallelkreises, also ungefähr 10° des Äquators. Die helle Linie, welche

den Kanal Fortuna und den Nil 1879 durchschnitt, wurde 1886 wiedergesehen.

Der Lacus Niliacus hat 1886 keine Veränderungen dargeboten. Gegen Pons Achillis gut abgegrenzt, schien er an seinen südlichen Grenzen dunstig, was den Eindruck periodischer Änderungen hervorrief. Das Mare Acidalium hat sich zum erstenmal in seiner ganzen Ausdehnung gezeigt mit seinen Zuflüssen bis zum Nordpol. Man kann den nördlichen Teil dieses sogenannten Meeres mit einem Kontinent vergleichen, der von breiten Kanälen durchschnitten wird, oder mit einem Meere, das von zahlreichen und grossen Inseln bedeckt ist. Der obere Teil des Mare Acidalium war wie gewöhnlich sehr schwarz, und dieser Teil bildete die dunkelste Partie auf dem Planeten überhaupt. Die kleine Insel Scheria, die in diesem Meere 1882 entdeckt worden, wurde seitdem nicht wiedergesehen. Tanalis war weniger einem Kanal ähnlich als einem Meeresarme, er erstreckte sich von 50 bis 120° d. L. Wo er den Sirenius schneidet, zeigte sich ein dunkler Fleck, dem Schiaparelli den Namen Palus Maeotis gegeben hat. Der Jaxartes enthüllte sich als ein Kanal, parallel dem Fretum Tanais, und verbindet das Mare Acedalium mit dem Lacus Hyperboreus. Der Teil des frühern Jaxartes zwischen dem Lacus Hyperboreus und dem Palus Maeotis erhielt den Namen Hippalus. Der Lacus Hyperboreus erschien 1886 schwarz und in starkem Kontraste zu den hellen Regionen, die ihn umgeben. Doch tritt er bisweilen weniger hervor, vielleicht infolge polarer Schneefälle oder auch dunstiger Kondensationen der Atmosphäre über ihm. Im Jahre 1884, als der Polarschnee sich über einen Bogen von 15° ausbreitete, war er unsichtbar, und in der That musste sein Aussehen sich vermischen mit der dunkeln Bande, welche die nördliche Schneekalotte umgab. Schiaparelli vermutet, dass die dunkle Spalte, welche am 5. Februar 1884 gesehen wurde, durch den Lacus Hyperboreus hervorgerufen worden ist. Diese Vermutung hat vieles für sich, und sie ist wichtig, weil, wenn sie richtig ist, daraus hervorgeht, dass die dunkeln Flecke des Mars der Erhaltung der Schneemassen weniger günstig sind als die gelblichen Kontinente. Am Orte des Lacus Hyperboreus zeigte sich am 26. März 1886 keine Spur eines dunkeln Fleckes. Am folgenden Tage zeigt der Jaxartes ein Vordringen gegen die Polarkalotte, am 28. war der Lacus Hyperboreus vollkommen gebildet; denselben Anblick bot er am 30. und 31. März, am 2., 3. und 5. April. Wir haben hier ein gut dokumentiertes unzweifelhaftes Beispiel der Bildung eines dunkeln Fleckes von 600 *km* Durchmesser innerhalb zweier Tage an einem Orte, wo man vorher nur eine gelbliche kontinentale Oberfläche erblickte. Es ist sehr schwierig, eine genügende Erklärung des Vorganges zu geben. Das Mare Erythraeum erschien trotz der schrägen Lage 1886 sehr dunkel, die Insel Noachis, obgleich nahe dem Rande, war, wie 1884, weiss, was 1877, 1879, 1881—1882 nicht der Fall gewesen war. Ziemlich dunkel erschien das Mare Sirenum; der Kanal Pyriphlegeton

war sehr fein. Die Region Elysium war in ihrer ganzen Ausdehnung gleichmässig klar, dagegen keine Spur von Galaxias zu sehen; die Kanäle Eunostus und Cerberus waren schwach, Cyclops gerade, schwarz und einfach. Mit Ausnahme von Avernus wurden alle Kanäle zwischen Titan und Elysium wieder gesehen. Orcus war so schwach, dass kaum seine Existenz verbürgt werden konnte. Die ganze Region zwischen 40° nördl. Br. und dem Pole und zwischen 150° und 250° Länge bot der teleskopischen Untersuchung grosse Schwierigkeiten. Die progressive Vergrösserung von Syrtis magna hatte 1886 keine grossen Fortschritte gemacht.

Der untere (nördliche) Polarfleck des Mars lag nach den Messungen Schiaparelli's 1886 etwas exzentrisch gegen den Pol. Sein Zentrum war nach diesen Messungen in 1.27° vom Pole und in 295.1° L. Diese Messungen stimmen gut überein mit denjenigen, welche O. Lohse 1886 am astrophysikalischen Observatorium zu Potsdam erhielt, nämlich: Abstand vom Pole 1.34° in 285.0° Länge. Die kleinste Ausdehnung (3.5°) zeigte der Schneefall in der zweiten Hälfte des Mai, etwa anderthalb Monate nach dem Sommersolstitium. Beim Südpole des Mars ist die exzentrische Lage des Schneefleckes bekanntlich beträchtlich. Die Haupteigentümlichkeit, welche die Marsopposition 1886 darbot, ist das (fast) völlige Fehlen der Kanalverdoppelungen. Die Zone zwischen 60° nördl. Br. und dem Pole zeigte Regionen von sehr ungleichem Aussehen. Zwischen 260° und 40° Länge, also auf einer Erstreckung von 140° zeigen sich gelbe kontinentale Regionen, ebenso graue Flecke, vergleichbar den Meeren der andern Hemisphäre, halbgraue Flächen, wie Lemuria, Lacus Arsenius u. s. w., die grossen Veränderungen im Farbentone unterliegen. Diese Untersuchungen Schiaparelli's über das Aussehen des Mars 1886 bestätigen die grossen Veränderungen, welche dort ununterbrochen vor sich gehen, und es steht zu hoffen, dass mit Hilfe der in den spätern Oppositionen angestellten Untersuchungen das Gesetzmässige dieser Veränderungen immer klarer erkannt wird.

Beobachtungen des Mars 1896—1897 von V. Cerulli[1]). Derselbe benutzt hierzu einen Refraktor von 390 *mm* Öffnung von Cooke und meist 500facher Vergrösserung. Er hat mittels desselben die genauen Positionen von 60 Punkten der Marsoberfläche festgelegt und damit eine neue Triangulation des Mars ausgeführt, welche im Vergleiche zu der 1877 von Schiaparelli gelieferten zeigt, dass die Hauptflecke des Mars seitdem ihre Lage nicht geändert haben. Dagegen haben viele Regionen dieses Planeten Änderungen ihres Aussehens erlitten, so der Sinus sabaeus, das Mare Erythreum, ein neuer dunkler Fleck wurde von ihm Prasodes Mare benannt. Auf Grund seiner Beobachtungen hat Cerulli eine neue Karte des Mars

[1]) Pubblicazioni dell' Osservatorio privato di Collurania (Teramo). Nr. 1. 1898.

in Merkatorprojektion entworfen, die also eine selbständige Arbeit ist und nicht wie andere ähnliche Karten bezüglich der Lage der Hauptpunkte auf Schiaparelli's Karte und sonst auf dem Augenmasse beruht. Man sieht auf dieser Karte eine grosse Zahl der Kanäle Schiaparelli's und Lowell's wieder, und ist dieselbe auf Tafel II reproduziert.

Merkwürdigerweise hält Cerulli die zahlreichen geraden Linien auf dem Mars, welche man als Kanäle bezeichnet, für Augentäuschungen, nachdem er bei Betrachtung des Vollmondes durch ein Opernglas bemerkt zu haben glaubt, dass sich auch die Mondscheibe von Linien durchzogen zeigte, die wegen ihrer beträchtlichen Länge und ihres regelmässigen Aussehens lebhaft an die Marskanäle erinnerten.

»Die Mondlinien des Opernglases,« sagt Cerulli, »haben mit den wahren (hellen) Linien des Mondes nichts zu thun, und sie existieren auch nicht, da sie vom Teleskop nicht bestätigt werden. Sie sind also entschieden Truglinien, welche allein daher rühren mögen, dass unser Auge unwillkürlich danach strebt, eine möglichst einfache Anordnung in die hier und da verteilten und durch die Unvollkommenheit der optischen Hilfsmittel schlecht voneinander trennbaren Hauptflecke des Mondes zu bringen.

Wenn man nun bedenkt, dass das Verhältnis der Distanzen des Mars und des Mondes von der Erde ein solches ist, dass Mars im Teleskop uns ebenso nahe gerückt erscheint, wie der Mond im Opernglase, so wird die Annahme nicht allzu gewagt erscheinen, dass wahrscheinlich auch die Marskanäle Truglinien sind, deren Zustandekommen man lediglich in der Schwäche der heutigen Teleskope suchen muss. Diese Hypothese beruht nicht allein auf Analogieschlüssen. Die direkten Beobachtungen der Marskanäle haben mich in der That zur Wahrnehmung von zweierlei Arten von Erscheinungen geführt, welche für die Nichtrealität der Marslinien sprechen.

Der durch Verminderung der Entfernung bedingten Zunahme der Marsscheibe entspricht nämlich keine Zunahme in der Breite der Kanäle; diese bleibt vielmehr konstant, wenn sie auch nicht abnimmt. Auf einer Scheibe von 7″ (Juli 1896) waren die Kanäle durchaus nicht schmäler und schwieriger zu sehen als auf der Maximalscheibe von 17″ (Dezember desselben Jahres). Verschiedene Kanäle, die in der Nähe der Opposition sehr schmal aussahen, waren im darauf folgenden Februar 1897 trotz der Verdoppelung der Entfernung zur vollen Evidenz gelangt. Dies ist entschieden mit der Annahme materieller Linien unvereinbar, welche desto deutlicher und breiter erscheinen sollten, je mehr sich die Distanz des Planeten von der Erde verringert, beweist vielmehr, dass die Kanäle etwas darstellen, was das Auge selbst sich aus dunkeln einzelnen, nach gewissen breiten Streifen geordneten Bestandteilen herausbildet. Solche Bestandteile scheinen weiter auseinander zu liegen, wenn der Planet näher kommt, und sie rücken mehr zusammen, wenn der Planet

sich entfernt. In beiden Fällen aber sucht das Auge nur die die Linie bildenden Elemente heraus und sieht über alle andern hinweg oder nimmt sie höchstens als etwas Verschwommenes und Unbestimmtes wahr.

Werden ferner die Kanäle in schiefer Stellung betrachtet, so erscheinen sie oft breiter und von dunklerer Farbe, als in der Nähe des Zentralmeridians, im Widerspruch mit dem, was wir von materiellen Linien erwarten müssen. Die Erscheinung ist aber leicht durch die Annahme erklärlich, dass ein Kanal mitten in einem Streifen gezogen wird, der seinerseits von einer Menge von dunkeln, durch helle Zwischenräume getrennten Elementen gebildet wird. Liegt nun der Streifen im Zentralmeridian, so verwischt das von den hellen Zwischenflächen zurückgeworfene Licht die kleinern dunkeln Stücke; das Auge kann dann zur Bildung des Kanales nur die grössern benutzen, wodurch eine nur schmale Linie entstehen kann. Liegt aber der Streifen seitlich vom Zentrum, so vermag das von den hellen Elementen reflektierte Sonnenlicht nicht mehr das Auge zu erreichen; alle dunkeln Partien kommen daher ungestört zum Vorscheine und so nimmt der Kanal an Breite und Deutlichkeit beträchtlich zu. Auf Grund dieser Beobachtungen scheint die Hypothese, dass die Marskanäle subjektiven Ursprunges sind, auch a posteriori gerechtfertigt.

Bei dieser Erklärung verschwindet das Wunderbare der Marskanäle; statt ihrer müssen wir uns lange und breite Streifen denken. Es giebt derartiger Streifen auf der Marsoberfläche sehr viele; ja, man kann sagen, dass die Marsflecke ausschliesslich nach Streifen geordnet sind, von denen viele unter allen Umständen sichtbar bleiben. Es sind dies die Fleckensysteme, die man Meere nennt. Viele andere Streifen besitzen dagegen die Eigenschaft, dass sie sich uns (aus dem oben erwähnten Grunde) nicht in ihrem Ganzen offenbaren können. Es bleiben dann nur hier und dort, der Ausdehnung eines Streifens entlang, dunkle Flecke sichtbar, durch welche hindurch das Auge eine Linie zieht. So entsteht aus einem reellen breiten Streifen ein illusorischer schmaler und geradliniger Kanal. Es können aber unter Umständen auch zwei Kanäle aus demselben Streifen hervorgehen. Denn denke man sich, dass zur Seite einer schon gezogenen Linie noch andere intensiv dunkle, zum selben Streifen gehörende Flecke gesehen werden, so zieht das Auge durch diese letztern eine zweite Linie, welche der ersten so ziemlich parallel verlaufen muss, weil der Streifen viel länger als breit ist. So erscheint unsere Hypothese auch fähig, das Rätsel der Verdoppelung aufzulösen.

Nach dieser Auseinandersetzung glaube ich, dass die Marskanäle mit den Fortschritten der Optik und mit der Möglichkeit, die Glieder auf der Marsoberfläche besser auseinander zu halten, als es bis heutzutage geschehen ist, zuletzt gänzlich verschwinden werden. Ein Zeichen dafür ist die Schwierigkeit, mit Hilfe der mächtigsten Teleskope der Jetztzeit die Marskanäle wahrzunehmen. Solche Instru-

mente, die so viele enge Doppelsterne zeigen, sind bereits hinreichend, um die Kanäle zum Teil in ihre Elemente aufzulösen, wodurch die illusorische Erscheinung von Linien nicht unwesentlich beeinträchtigt wird.«

Beobachtungen des Jupiter 1898 von März bis Juli hat W. F. Denning angestellt[1]). Als Ergebnis derselben findet er die Rotationsdauer in den äquatorialen Gegenden aus 23 hellen und dunkeln kleinen Flecken zu $9^h\,50^m\,23.6^s$, während drei dunkle Flecke in 15° nördl. Br. $9^h\,55^m\,26.3^s$ und zwei Flecke unter 33 bis 39° nördl. Br. im Mittel $9^h\,55^m\,50.2^s$ ergaben. Der grosse rote Fleck in 21° südl. Br. rotiert in $9^h\,55^m\,41.8^s$, vier dunkle und helle Flecke unter 30° südl. Br. ergaben $9^h\,55^m\,20.5^s$, zwei helle Flecke in 35° südl. Br. lieferten $9^h\,55^m\,14.0^s$ und zwei dunkle Flecke in 40° südl. Br. $9^h\,55^m\,8.6^s$. Die mittlere Rotationsdauer unter dem Äquator des Jupiter ist seit 1880 allmählich länger geworden. Sie betrug:

1880	9^h	50^m	5.8^s
1881	9	50	8.8
1882	9	50	11.4
1885	9	50	14.3
1886	9	50	22.8
1895	9	50	34.3
1898	9	50	23.6

Es finden also in den äquatorialen Gegenden Jupiters Strömungen statt, welche mit veränderlicher Geschwindigkeit sich entgegen der Rotationsrichtung des Planeten bewegen.

Veränderung der Rotationsgeschwindigkeit der Flecke in der Äquatorialzone des Jupiter. Stanley Williams macht darauf aufmerksam[2]), dass seit dem Jahre 1879 die Rotationsgeschwindigkeit der äquatorialen Regionen des Jupiter gemäss der Bewegung der daselbst sichtbar gewesenen hellen und dunkeln Flecke in fortwährender Abnahme sich befindet. Nach den Beobachtungen 1879 war die mittlere Rotationsdauer $9^h\,49^m\,59^s$; 1880 betrug sie $9^h\,50^m\,5.0^s$, 1887 war sie $9^h\,50^m\,22.4^s$, und 1897 ergaben acht helle und dunkle Flecke dafür den mittlern Wert von $9^h\,50^m\,34.6^s$. Im ganzen hat die Rotationsdauer seit 1879 um 35.6^s zugenommen, was einer Abnahme der Geschwindigkeit um 42 *km* in der Stunde in der gegenwärtigen Rotationsgeschwindigkeit entspricht. Die Zunahme der Rotationsdauer scheint nach Ansicht von Stanley Williams jetzt ihrem Ende entgegenzugehen und dürfte in den nächsten Jahren sich in eine Abnahme verwandeln. Ob dies wirklich der Fall sein wird, muss durch genaue Beobachtungen ermittelt werden, denn die Veränderung ist jedenfalls zunächst nur gering.

---

1) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. p. 480.
2) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. p. 11.

Die Bewegung des roten Fleckes auf der Jupiteroberfläche ist von Prof. O. Lohse nach strengen Methoden untersucht worden[1]). Es wurden hierfür die Beobachtungen von 1878—1897 benutzt, und zwar meist die eigenen Beobachtungen Dr. Lohse's, während aus der übergrossen Menge von Veröffentlichungen über den roten Fleck nur wenige fremde Beobachtungen von Trouvelot, Stanley Williams, Denning, Terby und Pritchett verwertbar waren, alles übrige Material war für diese genauere Untersuchung unbrauchbar.

Dr. Lohse beabsichtigte, durch seine Untersuchung ein möglichst klares Bild der eigenen Bewegung des Fleckes in der Jupiteratmosphäre zu gewinnen. Er berechnete daher für jedes Jahr (jede Opposition des Jupiter) aus zahlreichen Beobachtungen einen Normalort für den Mittelpunkt des Fleckes unter der Annahme gleichförmiger Rotationsgeschwindigkeit des Jupiter und eines festen Meridians. Schon 1892 fand Dr. Lohse, dass vom Anfange (1878) ab eine andauernde Abnahme der jovigraphischen Länge des Fleckes mit bemerkenswerter Gesetzmässigkeit hervortrat. Da die Längen immer weniger Verschiedenheit zeigten, so schien es, als ob allmählich eine gleichförmige Bewegung des Fleckes eintreten würde, die vielleicht mit seinem gänzlichen Erlöschen zusammenfiel, denn der Fleck hatte im Laufe der Jahre sehr an Sichtbarkeit abgenommen und war bisweilen nur äusserst schwierig zu sehen. Allein seit dem Jahre 1891 nahm die Länge des Fleckes wieder zu, seine westliche Drift verlangsamte sich, und die Rotationszeit verminderte sich wieder. Als Rotationsdauer des Jupiter wurde von Dr. Lohse $9^h\,55^m\,41^s$ angenommen, und es ergab sich, dass der Fleck nach seinem Entstehen einer Kraft unterworfen war, die ihn in eine verhältnismässig schnelle Rotation versetzte, die sich dann anfangs stark, später nur allmählich verminderte, so dass der Fleck gegen das Jahr 1881 eine nahezu gleichförmige Bewegung von 870.27^0 pro Tag zeigte, entsprechend der oben angegebenen Umdrehungszeit von $9^h\,55^m\,41^s$. Entspräche diese nun wirklich der wahren Umdrehungszeit des Jupiter, so würden die von Dr. Lohse berechneten Normalörter des Fleckes andeuten, dass letzterer in 13 Jahren nahezu drei Viertel des gesamten Umfanges des Planeten Jupiter durchwandert hat, dann aber umgekehrt ist und nach und nach wieder die bereits inne gehabten Positionen einnimmt. Ob diese Rotationsdauer des Jupiter richtig ist, lässt sich zur Zeit nicht entscheiden, sehr weit von der wahren kann sie sich aber nicht entfernen.

Der rote Fleck auf dem Jupiter ist auch von W. F. Denning beobachtet und untersucht worden[2]). Er findet, dass derselbe zuerst am 14. November 1869 von J. Gledhill als leicht wahrnehmbares

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3490.
[2]) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. p. 488.

Objekt erwähnt wurde, am 31. Dezember 1872 sahen Lord Rosse und Dr. Copeland zuerst die rote Färbung desselben, im Juli 1878 wurde die grosse Augenfälligkeit des roten Fleckes gleichzeitig von mehrern Beobachtern konstatiert. In den letzten Jahren ist der Fleck dagegen wieder schwach geworden und kann gegenwärtig nur noch an grossen Instrumenten sicher erkannt werden. Denning hat die Rotationsdauer dieses Fleckes während der verschiedenen Jahre seiner Sichtbarkeit auf Grund der Angaben der einzelnen Beobachter bestimmt und giebt darüber die folgende Tabelle:

Beobachter	Zeit der Beobachtungen	Zwischenzeit	Zahl der Rotationen	Rotationsdauer des Fleckes	Tägliche Bewegung des Fleckes in Graden
	h m	d h m		h m s	
J. Gledhill . .	1869 Nov. 14 10 50				
		1209 1 10	2923	9 55 34.4	870.42
Lord Rosse und Dr. Copeland	1873 März 7 12 0				
		1182 13 20	2859	9 55 34.1	870.43
H. C. Russel . .	1876 Juni 2 1 20				
		852 11 9	2061	9 55 33.4	870.45
L. Trouvelot .	1878 Okt. 2 12 29				
		725 22 29	1755	9 55 34.2	870.43
F. C. Dennett, W. F. Denning	1880 Sept. 27 10 58				
		1164 1 43	2814	9 55 37.3	870.35
W. F. Denning .	1883 Dez. 5 12 41				
		1108 6 44	2679	9 55 39.6	870.30
» .	1886 Dez. 17 19 25				
		1074 8 29	2597	9 55 40.2	870.28
» .	1889 Nov. 26 3 54				
		1174 2 21	2838	9 55 40.7	870.27
» .	1893 Feb. 12 6 15				
		1093 0 34	2642	9 55 41.0	870.26
» .	1896 Feb. 10 6 49				
		901 1 40	2178	9 55 41.7	870.24
» .	1898 Juli 30 8 29				
J. Gledhill . .	1869 Nov. 14 10 50				
		10484 21 39	25346	9 55 37.8	870.34
W. F. Denning .	1898 Juli 30 8 29				

Die Rotationsdauer hat also langsam zugenommen, doch finden sich in dieser Zunahme Unregelmässigkeiten, selbst (1875—1878) eine Abnahme.

Beobachtungen des dritten und vierten Jupitermondes auf der Lick-Sternwarte. Prof. E. E. Barnard hat in den Jahren 1893, 1894 und 1895 den dritten und vierten Jupitermond sorgfältig am grossen 36-zölligen Refraktor beobachtet, besonders mit Bezug auf ihre Gestalt und etwaige Flecken ihrer Oberfläche. Die Ergebnisse dieser Beobachtungen teilt er nunmehr mit[1]. Douglass hat auf dem Lowell-Observatorium das Aussehen der Jupitermonde ebenfalls studiert und findet, dass die Oberflächen dieser Monde mit einem Netzwerk

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3453.

von sehr feinen dunklen Linien bedeckt sind, deren Breite kaum 0.1″ beträgt, und welche bis dahin der Wahrnehmung anderer Beobachter entgangen sind. Von diesen feinen Linien hat nun Prof. Barnard keine Spur wahrgenommen, wohl aber andere Flecken auf dem dritten und vierten Jupitermonde gesehen, welche Douglass entgangen sind. Anderseits macht Prof. Barnard darauf aufmerksam, dass zur Zeit (nämlich bis zur Gebrauchnahme des Yerkes-Refraktors) kein Fernrohr auf der ganzen Erde existierte, welches in so hohem Grade geeignet ist, feine Züge auf den Oberflächen dieser Satelliten zu zeigen, als der grosse Lick-Refraktor; ferner ist Prof. Barnard überzeugt, dass es auf Mount Hamilton Zeiten giebt, in welchen die Luft so klar und gut ist, wie an keinem andern Beobachtungsorte, ja es sei fraglich, ob die Luftverhältnisse an irgend einem andern Observatorium jene auf Mount Hamilton erreichten. Die Aussichten, unter solchen Umständen Details auf den Scheiben der Jupitermonde zu zeigen, falls solche überhaupt vorhanden, sind demnach für den Lick-Refraktor an und für sich grössere, als für jedes andere, kleinere Instrument. Indessen hat Prof. Barnard keine Spur von schmalen Linien oder ähnlichen Gestalten gesehen. Die Flecke, welche er wahrnahm, erschienen stets breit und mehr oder weniger verwaschen mit Ausnahme gewisser weisser Polarflecke. Prof. Barnard bemerkt noch, dass man bei Wiedergabe planetarischer Details durch Zeichnung das Aussehen derselben stets möglichst treu reproduzieren müsse. Einige Beobachter haben dagegen die Gewohnheit, scharfe Grenzen von Flecken zu zeichnen, die thatsächlich ganz verschwommene Umrisse zeigen, was zu völligen Missverständnissen und unrichtigen Vorstellungen führen muss. Dies meint Prof. Barnard auch in Bezug auf einen grossen Teil von Zeichnungen des Mars. Manche Oberflächenteile werden mit scharfen Umrissen dargestellt, während sie in Wirklichkeit durchaus verschwommen und unbestimmt in ihren äussern Formen sich darstellen.

Die Flecke, welche Prof. Barnard auf den Scheiben der Jupitermonde gesehen, erschienen vage und von unbestimmter Natur, aber doch völlig deutlich genug, um über ihr Vorhandensein keinen Zweifel zu lassen, wenngleich ihre Identifizierung zu zwei verschiedenen Zeiten nicht möglich war. Nur die schon erwähnten hellen Polarflecke zeigten sich deutlich und scharf begrenzt, besonders an ihren innern Rändern. In dieser Beziehung glichen sie völlig den Polarflecken des Mars. Beim dritten Monde liegt der Polarfleck am nördlichen Rande und wurde so hell gesehen, dass er scheinbar über den Trabanten hervorragte. Zweimal wurde auch ein südlicher Polarfleck dieses Satelliten gesehen, aber niemals der nördliche und südliche zugleich. Das erste Mal wurde dieser helle Polarfleck am dritten Jupitermonde am 8. Oktober 1891 gesehen, als Prof. Barnard mit Prof. Burnham zusammen den Planeten Jupiter beobachtete. Der helle Polarfleck des vierten Mondes ist nahezu eben so deutlich, als derjenige des dritten und zeigt sich am südlichen Rande der

kleinen Satellitenscheibe; doch wurde bei einer Gelegenheit ein heller Fleck an ihrem Nordrande wahrgenommen, gleichzeitig, als auch der nördliche Polarfleck auf der Scheibe des vierten Mondes sehr deutlich sichtbar war.

Der nördliche Polarfleck auf dem dritten Monde erschien bisweilen sehr gross, besonders am 18. November 1894, wo er fast $^1/_4$—$^1/_8$ vom Durchmesser der Scheibe dieses Satelliten besass.

Um die Sichtbarkeit der Polarflecke in Bezug auf die Stellung des Satelliten in seiner Bahn zu ermitteln, hat Prof. Barnard alle seine bezüglichen Beobachtungen in eine Zeichnung eingetragen, welche die Bahn des dritten Mondes darstellt. Man ersieht aus derselben sofort, dass der helle Fleck stets am nachfolgenden Rande des Planeten sichtbar war, niemals aber an der bei der Bewegung voraufgehenden Seite. Wenn es sich, wie Prof. Barnard glaubt, hier um einen wirklichen Polarfleck handelt, so ist es befremdlich, dass derselbe während eines Teiles des Umlaufes des Satelliten um den Jupiter verborgen sein solle. Falls sie nicht exzentrisch gegen die Umdrehungspole liegen, sollte ihr Verschwinden vielmehr in Beziehung zum Umlaufe des Jupiter um die Sonne stehen.

Von verschiedenen Beobachtern sind die Satelliten des Jupiter als abgeplattete Scheiben oder sonst unförmlich, von der runden Form abweichend, beschrieben worden zu Zeiten, wo sie sich auf dem dunklen Himmelsgrunde darstellten. Prof. Barnard hat früher scheinbare Deformationen dieser Trabantenscheiben gesehen, während dieselben über die Jupiterscheibe zogen. Dies war lediglich eine Folge von dunklen Flecken auf den Trabantenscheibchen. Wenn dagegen diese Monde ihre wirklichen Umrisse deutlich zeigten, sah Prof. Barnard ihre Scheiben immer völlig kreisrund ohne jede Spur von Abplattung, obgleich er gerade hierauf besonders achtete. Ebenso hat er unter den besten Luftverhältnissen und mit den verschiedensten Ferngläsern diese Monde beobachtet, wenn sie hinter dem Rande des Jupiter verschwanden; aber niemals konnte — wie von anderer Seite behauptet worden ist — eine Durchsichtigkeit des Jupiterrandes wahrgenommen werden, gleichgültig, ob ein dunkler Streifen an diesem Randstücke endigte oder ein heller.

Der erste Jupitermond zeigt, wie Prof. Barnard früher 1890 gefunden, die Eigentümlichkeit, dass er beim Vorübergange vor der Jupiterscheibe bisweilen als dunkler Doppelfleck oder als länglicher weisser Fleck erscheint. Das ist dem Umstande zuzuschreiben, dass dieser Mond um die Pole sehr dunkle Flecke, dagegen eine helle Äquatorialregion zeigt. Wenn nun der Satellit auf einem hellen Teile der Jupiterscheibe steht, so sieht man nur seine beiden dunklen Polarflecke, steht er aber auf einem dunklen Streifen des Jupiter, so kann man nur seine helle Äquatorialregion sehen, da die Ränder der Trabantenscheibe vor dem Jupiter unsichtbar sind.

Die meisten Beobachtungen über die Jupitermonde hat Prof. Barnard an 1000facher Vergrösserung angestellt. Bei dieser Ver-

grösserung sind am grossen Lick-Refraktor die Verfinsterungen der Monde durch den Schatten des Jupiter eine sehr schöne Erscheinung, indem jede Phase der Verfinsterung sich klar und deutlich darstellt.

Eine Beziehung zwischen den Bewegungen der Uranusmonde behandelt J. R. Rydberg[1]). Nimmt man die Werte der Umlaufszeiten T und der Längen L′ (für die Epoche 1872.00 m. Z. von Washington), wie sie Newcomb angiebt, so hat man für diese Monde:

	I.	II.	III	IV. Mond
T =	2.520 383	4.144 181	8.705 897	13 463 269
L′ =	15.90°	130.59°	224.00°	148.90°.

Die Umlaufszeiten sind in Tagen und deren Dezimalteilen ausgedrückt; aus ihnen berechnen sich folgende mittlere täglichen Bewegungen für die einzelnen Monde:

I.	II.	III.	IV. Mond
142.835 43°	86.868 79°	41.351 28°	26.739 42°.

Man findet nun durch Addition, dass die mittlere tägliche Bewegung des ersten Mondes + der mittlern täglichen Bewegung des vierten Mondes gleich ist der mittlern täglichen Bewegung des zweiten Mondes + der doppelten mittlern Bewegung des dritten Mondes. Der Unterschied beträgt nur 0.0035° und ist als Null zu betrachten. Werden die Längen der vier Uranusmonde von einem Punkte aus gerechnet, dessen Länge von dem aufsteigenden Knoten in der Ekliptik 53.79° beträgt, so besteht zwischen denselben stets die Beziehung, dass die Länge des ersten Mondes plus der des vierten Mondes minus der des zweiten und minus der doppelten Länge des dritten Mondes gleich Null ist. Sucht man die Zeit, nach welcher die Monde in dieselben Lagen zurückkehren, so ergiebt sich, dass für die einzelnen Monde sehr nahe 5347 Umläufe des ersten Mondes = 3252 Umläufen des zweiten Mondes = 1548 Umläufen des dritten Mondes = 1001 Umläufen des vierten Mondes sind. Die gesuchte Periode beträgt 13476.73 Tage. Die oben angegebene Beziehung zwischen den Bewegungen der Uranusmonde scheint, wie Rydberg schliesslich bemerkt, schon d'Arrest bekannt gewesen zu sein[2]).

Das Zodiakallicht ist vom 20. Dezember 1897 bis zum 22. Februar 1898 in Indien von E. W. Maunder sorgfältig beobachtet worden[3]). Die Erscheinung zeigte sich dort sehr hell, so dass die hellsten Partien etwa sechsmal heller geschätzt wurden als die hellsten Teile der Milchstrasse. Der am Morgen sichtbare Teil des

---

1) Astron. Nachr. Nr. 3516.
2) Astron. Nachr. 79. p. 23.
3) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. p. 301.

Zodiakallichtes war nur halb so hell als der abendliche. Maunder glaubt, dass die Erscheinung periodisch an Helligkeit wechsele, wenigstens sei zur Zeit der Sonnenfinsternisexpedition 1896 eine grosse Helligkeit des Zodiakallichtes nicht aufgefallen. Am hellsten erschien die innere Region, besonders die Achse des Lichtkegels. An den Seiten der Pyramide war es möglich, die Grenzen ziemlich genau zu bestimmen, an der Spitze verblasste jedoch das Licht allmählich, so dass man eine Grenze nicht angeben konnte. Ungefähr auf 30° seiner Länge war es heller als die Milchstrasse, bei etwa 45° war es etwa ebenso hell, nachher wurde es schnell schwächer, und wo es die Milchstrasse zwischen Stier und Zwillingen kreuzte, wurde es von dieser übertroffen. Am 24. Januar und 22. Februar erschien der junge Mond auf dem Zodiakallichte, ohne dasselbe auszulöschen, aber in den beiden folgenden Nächten (25. Januar und 23. Februar) war das Mondlicht ausreichend, es zum Verschwinden zu bringen. Ausser dem hellern, pyramidenförmigen Abschnitte konnte ein sehr schwaches Lichtband in der Verlängerung des Lichtes fast über den ganzen Himmel verfolgt werden, wenigstens im Dezember; später störte in den Morgenstunden der Mond die Beobachtung des östlichen Zweiges.

In der letzten Zeit der Beobachtungen bemerkte man an dem Abendzweige eine Verkürzung, er konnte im Februar nicht so weit verfolgt werden wie im Dezember. Nach den Beobachtungen war die Pyramide kürzer und breiter und weniger oval, als sie zuletzt gesehen wurde, wie zur Zeit, als man sie zuerst sah.

Der hellste Teil des Lichtes zeigte eine zarte, aber unverkennbare Färbung sehr schwach gelb, mit geringer Neigung zum Grün; er kontrastierte mit dem Stahlblau der Milchstrasse, besonders mit den Granulationen der letztern. Beiden gemeinsam war das Vorkommen von dunkeln Spalten, doch sind die Lücken des Zodiakallichtes sehr schwierige Objekte. Ausser dem Morgen- und Abendzweige des Lichtes wurde ein sehr schwaches, unbestimmtes Licht Nacht für Nacht vom 12. bis 18. Januar zwischen Pollux, Procyon und Praesepe beobachtet, das zweifellos der bekannte »Gegenschein« war.

Aus den Grenzen, die bei verschiedenen Gelegenheiten bestimmt wurden, würde sich ergeben, dass das Licht nahezu in der Ebene der Ekliptik liegt, mehr in dieser Ebene, als in der Ebene des Sonnenäquators. Die Thatsache, dass das Licht weiter als 90° von der Sonne verfolgt werden konnte, beweist, dass ein Teil desselben von Materie herstammt, die ausserhalb der Erdbahn liegt. Die grösste Menge des Lichtes ist konzentriert in dem pyramidenförmigen Teile, und dieser erreicht, wenn auch sein Gipfel nicht genau bestimmt werden konnte, keine so grosse Elongation; wahrscheinlich würde, wenn das Licht von einer Scheibe von Stoff herrührte, welche ohne Unterbrechung sich nach aussen von der Sonne bis weit über die Erdbahn erstreckt, der in Opposition befindliche Teil viel breiter er-

scheinen müssen, als es der Fall ist; ferner müssten die Teilchen zwischen Erde und Sonne unsichtbar sein. Nimmt man jedoch an, dass diese Scheibe von Körperchen gänzlich innerhalb der Erdbahn liegt, und dass ihre Grenze etwa bis 0.94 des mittlern Abstandes der Erde von der Sonne (entsprechend einer Elongation von 70°) reicht, so würde man ein Analgon von dem Aussehen und Charakter des hellsten Teiles des Zodiakallichtes haben. Die schwache, schmale Verlängerung, die man jenseits der Elongation von 70°, selbst bis zur Opposition verfolgen kann, scheint auf einen schmalen Ring hinzuweisen, der ausserhalb der Erdbahn liegt.

Der Mond.

Der photographische Mond-Atlas der Pariser Sternwarte ist bis zur dritten Lieferung fortgeschritten, und die Herausgeber Loewy und Puiseux haben diesen neuen Karten wiederum einige erläuternde Bemerkungen beigefügt[1]).

Die Prüfung der einzelnen Mondbilder ergab den Genannten mehrere Thatsachen, die ihnen für die richtige Erkenntnis der Beschaffenheit des Mondes wichtig erscheinen. »Zunächst stellt sich heraus, dass die Verteilung der Lichtintensität auf der Mondscheibe folgenden einfachen Gesetzen zu unterliegen scheint: 1. Man findet, abgesehen von lokalen Ungleichheiten, eine kontinuierliche Zunahme der Helligkeit von der Lichtgrenze zum erleuchteten Rande mit einem ungefähren Zusammenfallen der Kurven gleicher Helligkeit mit den Meridianen; 2. zeigt sich ausserdem auf einem und demselben Meridian eine merkliche Zunahme in der Nähe der Pole, namentlich des Südpoles; 3. bemerkt man auch eine Zunahme der Intensität in der unmittelbaren Nähe des Randes, gleichgültig welche Breite und welche Phase man wählt.

Die erste Gesetzmässigkeit erklärt sich ausreichend, wenn man den Mond bezüglich seiner Oberflächenbeschaffenheit als gleichförmige Kugel betrachtet, ohne merkliche Atmosphäre und ohne merkliche spiegelnde Reflexion, welche das auffallende Licht gleichmässig nach allen Richtungen zerstreut. Die Helligkeit ist dann eine einfache Funktion der selenographischen Länge und Breite des Mondortes, wie des Unterschiedes zwischen den Längen des Mondes und der Sonne. Aus der in der ausführlichen Abhandlung entwickelten Formel erkennt man, dass die Kurven gleicher Helligkeit Meridiane sind, und dass die Intensität von der Lichtgrenze zum Rande zunimmt. Die geringe Abweichung von dieser Regel in der Nähe der Pole ist ein Beweis dafür, dass dieser Teil der Mondrinde früh erstarrt ist und schnell eine grosse Dicke angenommen hat. Die Polarkalotten entgingen hierdurch den aus dem Innern stammenden Überschwemmungen, welche das Aussehen der Äquatorialgebiete

---

[1]) Compt. rend. 126. p. 1539. 1898. Sirius 1898. 10. Heft. p. 219.

umgestaltet haben. Sie wurden schneller geeignet, die Aschenablagerungen der vulkanischen Periode aufzunehmen, welche die Hauptursache der gegenwärtig wahrnehmbaren Farbenkontraste sind. Man kann noch weiter die Ursache dieser frühzeitigen Erstarrung der Polargebiete in der schnellern Abkühlung infolge einer weniger wirksamen Sonnenstrahlung finden. Ausserdem waren die durch die Erde veranlassten Gezeiten-Schwankungen dort weniger bedeutend als in den Äquatorialgegenden und pflanzten sich schnell fort; das Zusammenschweissen der oberflächlichen Schlacken erfolgte daher an den Polen leichter.

Die abnorme Helligkeitszunahme in der Nähe des Randes endlich, die keine Folge der photographischen Aufnahme sein kann, zeigt sich unter allen Breiten und in allen Phasen. Sie kann geometrisch nicht erklärt werden, wenn man nicht eine besondere physikalische Beschaffenheit dieses Teiles der Oberfläche annimmt und voraussetzt, dass nicht allein die Polarkalotten, sondern auch alle Teile, welche für uns den scheinbaren Umriss des Mondes bilden, im ganzen heller sind, als die übrigen Teile der Scheibe. Hierbei scheinen die durch die Erde veranlassten Gezeiten eine wesentliche Rolle gespielt zu haben. Ihre Natur muss sich vollständig umgestaltet haben von dem Tage an, wo die Umdrehung des Mondes um sich selbst einem Umlaufe um die Erde gleich geworden. Die periodische Flut, welche vorher das ganze Äquatorialgebiet durchlief, häufte sich schliesslich in dem Teile der Scheibe an, welcher jetzt die Erde im Zenith hat. Übrigens konnte die damals noch glühende Erde für ihren Trabanten eine bedeutende Wärmequelle bilden. Die dem Rande nahen Teile sind daher vor den übrigen in jene Periode niedriger Temperatur und relativer Ruhe eingetreten, welche auch das Erstarren der Polargegenden begünstigt hat. Diese geometrischen und physikalischen Betrachtungen erklären wohl ausreichend die Helligkeitsverteilung auf der Mondscheibe.

Die besondern Eigentümlichkeiten der hohen Breiten zeigen sich auf den neuen Blättern sehr schön. An keinem der beiden Pole finden wir Anzeichen einer Eisbedeckung oder Zeichen einer starken Erosion. Aber auch der Unterschied zwischen den beiden Polarkalotten ist sehr deutlich ausgesprochen. Im Süden häufen sich weite und tiefe Krater derart an, dass sie das ältere, aus einer Reihe von parallelen Falten bestehende Relief unkenntlich machen. Nach der Nordgrenze der Scheibe hin bleiben hingegen die regelmässigen, ringförmigen Gebilde eine Ausnahme. Die Mare reichen hier bis in sehr hohe Breiten. Die Terrainfalten, welche aus ihnen emportauchen, ragen nur wenig hervor und ordnen sich netzartig an, so dass sie viereckige Becken einrahmen. Der Unterschied, den das Aussehen der beiden Pole gegenwärtig darbietet, scheint anzudeuten, dass die Neigung der Rotationsachse des Mondes zur Bahnebene beträchtliche Änderungen hat durchmachen müssen. Derselbe Schluss hatte sich bereits als Folge der Verteilung der

Ed. Hch. Mayer, Verla
Leipzig.

Jahrbuch IX, 1898
Tafel 2.

Maren in einem zum Äquator geneigten Gürtel ergeben, und es ist bekannt, dass Darwin und andere Geometer aus Gründen, die sie aus der Himmelsmechanik abgeleitet, zu demselben Schlusse gelangt sind.

Die relative Seltenheit der vulkanischen Ereignisse im nördlichen Teile lässt hier besser die Bruchstücke alter Hochebenen erkennen, die, zwischen den Maren gelegen, an ihren Rändern mehr oder weniger erodiert sind durch ihre Senkung, und die somit den Gruppen irdischer Gebirge etwas ähnlich geworden sind. Diese, mehr Schlackenanhäufungen als wirklichen, verzweigten Gebirgsketten ähnlichen Massive sind durch geradlinige Brüche, von denen das grosse Thal der Alpen das berühmteste und deutlichste Beispiel bildet, in mehrere Fragmente geteilt. Es scheint schwierig, diese Teilungen zu erklären, wenn man nicht mit Prof. Suess annimmt, dass die getrennten Teile gegeneinander Gleit- und Abtriftbewegungen ausgeführt haben.«

Nicht allein in den allgemeinen Zügen, sondern auch in den Einzelheiten finden die Verfasser zahlreiche Beispiele zur Stütze der Anschauungen, welche sie über die Bildung der Krater aufgestellt haben.

»Im weitesten Sinne muss man als vulkanisches Vorkommnis jede Gleichgewichtsstörung betrachten, welche auf der bereits erstarrten Oberfläche Emissionen von flüssigen, pulverförmigen oder gasigen Massen veranlasst. Die sichtbaren und bliebenden Umgestaltungen, welche derartige Erscheinungen hervorbringen können, lassen sich in drei Hauptklassen bringen: Auftreten von Spalten oder Eruptionskegeln, Ausbreiten von Laven, Ablagerung von Staub oder mit Explosion fortgeschleuderten Projektilen.

Ähnliche Spuren zeigen sich um so häufiger, je genauer man die Mondoberfläche studiert, und es ist sicher, dass, wenn die Spalten hier nicht in grösserer Zahl erscheinen, dieser Mangel von der Unvollkommenheit unserer optischen Mittel herrührt. Ebenso wie auf der Erde zeigen sich die Lavaausbreitungen in zwei Formen: entweder als Ströme, die rings von einer zentralen Öffnung ausstrahlen, oder in weit ausgedehnten Schichten längs der Richtung einer Spalte. Diese letztere Art scheint man heranziehen zu müssen zur Erklärung der Farbenverschiedenheiten, die man zwischen manchen anstossenden Gebieten antrifft, ohne dass die Differenz einer Niveaulinie entspricht. Noch deutlicher zeigt sich dies an den vorspringenden und verzweigten Adern, alten Spalten, die allmählich durch austretende Lava ausgefüllt wurden und an manchen Stellen ihres Verlaufes noch vertieft sind.

Die strahlenförmige Anordnung zeigt sich besonders deutlich im nordöstlichen Teile des Mondes um die Ringgebirge Lalande, Kepler, Aristarch und Kopernikus. In unmittelbarer Nähe der Mündung durch konzentrische Erhöhungen verdeckt, verrät sie sich auf den äussern Gehängen durch Terrainfalten, die in der Richtung der Schwere angeordnet sind; sie verwischt sich beim Übergange in

eine Art dunkeln Kranzes und erscheint wieder in der Form breiter, geradliniger Streifen, die sich auf Hunderte Kilometer Entfernung erstrecken. Es erscheint durchaus logisch, konzentrische Falten durch Senkungen zu erklären, die divergierenden Falten durch flüssige Ströme, die dunkle Krone durch Anhäufungen von Trümmern oder stagnierenden Schichten, die Streifen durch den Lufttransport des Staubes. So verdünnt gegenwärtig dem Beobachter die Mondatmosphäre erscheint, so hat sie früher eine Dichte besitzen können, die ausreichte, um als Träger für die vulkanischen Aschen zu dienen.

Die Einheit des Ursprunges der Streifen ein und desselben Systems kann keinen Augenblick zweifelhaft sein, obwohl man zuweilen ihre Richtung, ihre Breite und ihre Helligkeit plötzliche Änderungen erleiden sieht, ohne direkte Beziehung zum Abstande vom Zentralkrater. Zwei störende Ursachen werden hier durch die Beobachtung der Thatsachen deutlich klargestellt: die eine ist die Begegnung hoher Gebirge, die im stande waren, die Luftströmungen zu teilen und reichliche Niederschläge und Kondensationen zu veranlassen; die andere, häufigere und wirksamere, ist die Anwesenheit vertiefter Becken, die noch flüssig waren zur Zeit, wo die Aschenfälle erfolgt sind, und also ausser stande waren, Oberflächenablagerungen aufzunehmen und zu konservieren.

Sind vielleicht einige dieser tiefen Becken noch jetzt unvollkommen ausgetrocknet, und ändert sich daher ihr physischer Zustand, wenn sie länger den Sonnenstrahlen exponiert sind? Die grünen und rötlichen Farben, die man in der Nähe der Lichtgrenze im Innern einiger Krater findet, lassen glauben, dass dem so sei. Unfähiger als das Auge in der Wahrnehmung der Farben, hat die Photographie den Vorzug der unparteiischen Registrierung der relativen Lichtintensitäten. Sie hat daher widerspruchslos das Recht, ihr Zeugnis in der Frage abzulegen. Das Blatt XVIII, welches eine Gegend darstellt, für welche die Sonne untergeht, muss aus diesem Gesichtspunkte mit dem Blatt I verglichen werden, wo der Tag für dieselben Gebiete beginnt. Man findet hier dunkle Flecke auf ebenem Boden, welche in der Zwischenzeit ihre Färbung in Beziehung zu den benachbarten Hochflächen in sehr merklicher Weise verändert haben. Die Wirklichkeit dieser Änderung wird bestätigt durch die Prüfung einer Reihe von Bildern, die über die Zwischenphasen verteilt sind.

Vergleicht man diese neuen Thatsachen mit den früher erhaltenen, so bietet es keine Schwierigkeit, sie in denselben chronologischen Rahmen eintreten zu lassen, und man wird sich eine ziemlich klare, allgemeine Vorstellung von der Konstitution und der Geschichte unseres Trabanten bilden können. Als Zusammenfassung seien nur die Hauptfragen bezeichnet, deren Lösung das dritte Heft gegeben oder gefördert zu haben scheint. Es sind dies: Die Ursachen der frühzeitigen Erstarrung und die relative Beständigkeit der Polar-

gegenden; der Ursprung der grössern Helligkeit, die man in der Nähe der Pole bemerkt, und in einem geringern Grade auf dem ganzen sichtbaren Rande; die Deutung des verschiedenen Aussehens, das jetzt die Polarkalotten darbieten; die vulkanische Natur der vortretenden Adern, der dunkeln Kränze und der Streifen; die lokalen Ursachen, welche die Verteilung der letztern beeinflusst haben; die späte Austrocknung einiger vertieften Becken; die Andeutung der Punkte, welche den Gegenstand einer besondern Betrachtung bilden müssen, wenn man das gegenwärtige Andauern gewisser periodischer Veränderungen an der Mondoberfläche nachweisen will.«

Inzwischen ist zu bemerken, dass die Folgerungen, welche Loewy und Puiseux aus der Betrachtung und Vergleichung ihrer schönen Mondphotographien ziehen, keineswegs unbestreitbar sind und auch thatsächlich von andern Beobachtern bestritten werden.

Ein neuer Mondatlas ist von J. N. Krieger auf dessen Privatsternwarte zu Triest unternommen worden und der 1. Band desselben erschienen[1]). Die Beobachtungen geschahen an einem 10.2 zolligen Refraktor, der, unter den günstigen Luftverhältnissen von Triest arbeitend, ein ungeheuer zahlreiches Detail auf dem Monde zeigt, wie solches noch in keiner Spezialkarte des Mondes bis dahin niedergelegt worden ist. Krieger hat bei seinem Unternehmen die Vorteile vereinigt, welche die photographische Mondaufnahme zusammen mit der Überlegenheit eines grossen Refraktors darbieten. Diese Mondphotographien des Lick- und Pariser Observatoriums bieten die Unterlage für seine Darstellungen, besonders in Bezug auf die Wiedergabe des Zusammenhanges der Gebirgsmassen. In diesen Rahmen wurde dann das Detail, welches der grosse Refraktor zeigte, eingezeichnet, wodurch eine Richtigkeit und Reichhaltigkeit im einzelnen resultiert, welche von keiner der bisherigen Mondzeichnungen erreicht werden konnte. Das Unternehmen Krieger's, welches im ganzen acht Bände umfassen soll, ist eine des 19. Jahrhunderts würdige Wiederholung der Schröter'schen Arbeit, welche vor etwa 100 Jahren erschien. Was Schröter mit schwachen Hilfsmitteln zuerst unternahm, wird hier mit den vollkommensten Mitteln der Gegenwart in vergrössertem und vertieftem Masse wiederholt und zeigt evident den Fortschritt der Selenotopographie nach Ablauf eines Jahrhunderts.

Eingehende Betrachtungen über den Triester Mondatlas hat H. Alsdorf gegeben, die gleichzeitig von selenologischem Werte sind[2]). »Es wäre«, sagt er, »müssig und unnütz, über die Vorteile und Nachteile der verschiedenen Methoden, die Mondoberfläche zu

---

[1]) Mond-Atlas entworfen nach Beobachtungen an der Pia-Sternwarte in Triest. Von J. N. Krieger. 1. Triest 1898.

[2]) Sirius 1898, Heft 8 und 9.

zeichnen, einen Streit zu führen. Wir können die Karten nach Lehmann's Methode, in die alles Detail im Laufe von Jahren nach und nach eingetragen werden kann, nicht entbehren, und wir heissen Krieger's Zeichnungen sehr willkommen, in der ohne Berücksichtigung der Libration das jeweilige Aussehen einer Formation zu einer bestimmten Beobachtungszeit wiedergegeben wird. Wir müssen solche Zeichnungen haben, wie Krieger sie giebt, und ich wundere mich nur darüber, dass die Notwendigkeit solcher Zeichnungen nicht öfter betont wird. Das schon verdient betont zu werden, dass diese Zeichnungen selenologische Studien sehr erleichtern vermöge der leichtern »Lesbarkeit«. Der Hauptgrund ist aber der, dass Krieger's Verfahren die einzige Möglichkeit bietet, eine Gegend topographisch so aufzunehmen, dass man dabei zugleich den verschiedenen wahrgenommenen Lichtunterschieden völlig gerecht wird. Mädler und Schmidt haben geklagt, man könne das nicht in einer topographischen Karte. Man weiss, wie vortrefflich gerade die Photographie in diesem Stücke arbeitet, allein diese bewältigt nun wieder die feinere Bodengestaltung nicht und ebensowenig die schwierigern Lichtunterschiede. Fünf sonst ausgezeichnete Photographien habe ich auf das Streifensystem des Ptolemaeus A hin untersucht. Keine zeigte auch nur annähernd das Streifensystem mit der Deutlichkeit, die man im Triester Mondatlas bei diesem System findet. Alles zugleich und alles vollkommen findet man bei Krieger's Zeichnungen: Relief und »Farbe«. Bedenkt man, wie viel Mühe und Fleiss schon verwandt worden ist auf topographische Karten, wie wenig dagegen bis jetzt auf Festlegung der Lichtunterschiede (fälschlich »Farben« genannt), so kann man es nur mit dankbarer Freude begrüssen, in Krieger's Atlas endlich einmal einem grossen Werke zu begegnen, das sich der »Farben« in liebevollster Weise mit grösster Sorgfalt annimmt.«

»Es ist keine Tafel im Atlas, die nicht des Interessanten genug brächte. Es wäre sehr schade, wenn das schöne Werk jetzt in die Welt hinausginge, ohne dass es auch mehr Anlass gäbe zu vergleichenden selenographischen Studien als Vorarbeit für eine Selenophysik und Selenologie. Soweit ich es zu beurteilen vermag, wird jetzt im Gegensatz zu Mädler's Bestreben wenig vergleichende Selenographie getrieben, dagegen aber allerdings ausserordentlich viele und gute rein selenographische Arbeit gethan. Die Leistungen der grossen Instrumente bringen Arbeit in Menge und ermöglichen die schönsten Entdeckungen — wenn man vergleichende Selenographie treibt und dazu sein Instrument benutzt.«

Um eine Vorstellung der Art und Weise und des Reichtums der neuen Monddarstellungen Krieger's zu geben, führt Tafel III die Mondlandschaften von Lade und Godin nach Krieger vor. Dieselbe ist so dargestellt, wie sie Krieger am 28. April 1898 zeichnete. Hier sieht man verwirklicht, was der Photographie als solcher unmöglich ist: die Wiedergabe des feinsten Details mit photographischer Treue, einen Reichtum von Kratern, Rillen, Bodenfalten, Hügeln

und Bergen, neben welchem der Inhalt derselben Landschaft auch bei Schmidt ärmlich erscheint, endlich eine vollendete Technik, welche den strengsten Ansprüchen genügt. Dass ein wirklicher Fortschritt unserer Kenntnisse von der Beschaffenheit der Mondoberfläche sich nur an solche Arbeiten knüpft, ist für den Kenner zweifellos.

Kometen.

Die Kometen-Erscheinungen des Jahres 1897. Prof. H. Kreutz hat eine Zusammenstellung derselben gegeben[1]), der folgendes entnommen ist.

Komet 1896 V (Giacobini). Zuletzt ist der Komet am 4. Januar 1897 auf der Nizzaer Sternwarte von Javelle beobachtet worden.

Brooks'scher Komet 1896 VI. Die letzte Beobachtung ist am 25. Februar 1897 von Hussey auf der Lick-Sternwarte angestellt worden.

Nach den Beobachtungen von Campbell war das Spektrum am 15. August und 6. Oktober 1896 ein rein kontinuierliches; nur das grüne Kohlenwasserstoffband schien stellenweise sichtbar zu sein. Es zeigt sich hier eine grosse Ähnlichkeit mit dem Kometen 1892 III (Holmes), und Campbell hält es nicht für ausgeschlossen, dass das stärkere Hervortreten des kontinuierlichen Spektrums als eine charakteristische Eigenschaft der spektroskopisch noch wenig untersuchten periodischen Kometen anzusehen ist.

In der zweiten Opposition, Dezember 1897 bis Januar 1898, für welche J. Bauschinger eine Ephemeride gerechnet hatte, ist der Komet nicht aufgefunden worden.

Komet 1896 VII (Perrine). Die letzte Beobachtung des Kometen ist die von H. C. Wilson in Northfield vom 3. März 1897. Aus 16 Beobachtungen vom 8. Dezember 1896 bis 25. Januar 1897 haben Perrine und Aitken die folgenden Elemente berechnet.

Epoche vom 10. Dezember 1896.0 M. Z. Berlin:

$$
\begin{aligned}
M &= 2^0\ 22'\ 28.9''\\
\pi &= 50\ \ 28\ \ 13.1 \\
\Omega &= 246\ \ 36\ \ \ 4.4 \\
i &= 13\ \ 39\ \ 24.5
\end{aligned}
\Bigg\}\ 1897.0
$$

$$
\begin{aligned}
\varphi &= 42\ \ 37\ \ 38.3\\
\mu &= 556.491''\\
\log a &= 0.536366\\
T &= 1896 \text{ November } 24.6378 \text{ M. Z. Berlin}\\
U &= 6.376 \text{ Jahre.}
\end{aligned}
$$

Komet 1897 I. Vor dem Perihel hat der Komet in der Abenddämmerung noch bis zum 30. Dezember 1896, an welchem Tage ihn Frisby in Washington zuletzt beobachtete, verfolgt werden können. Die Beobachtungen auf der Südhalbkugel nach dem Perihel beginnen mit dem 23. Februar 1897 in Windsor, N. S. Wales, und

[1]) Vierteljahrsschrift d. Astron. Ges. 33. p. 88.

schliessen mit dem 5. Mai in Rio de Janeiro. Der Komet wird während dieser Zeit von allen Beobachtern als recht schwach geschildert.

Die folgenden Elemente sind von C. J. Merfield aus zahlreichen Beobachtungen vom 26. November 1896 bis 20. April 1897 abgeleitet worden.

$$\begin{aligned} T &= 1897 \text{ Februar } 8.1188 \text{ M. Z. Berlin} \\ \pi &= 258^{0}\ 46'\ 10.2'' \\ \Omega &= \ \ 86\ \ 28\ \ 31.4 \\ i &= 146\ \ \ 8\ \ 44.3 \end{aligned} \Bigg\} 1897.0$$

$$\log q = 0.026336.$$

Eine Abweichung von der Parabel ist nicht vorhanden.

D'Arrest'scher Komet 1897 II. Nach der Vorausberechnung von G. Leveau ist der Komet am 28. Juni 1897 von Perrine auf der Lick-Sternwarte wieder aufgefunden worden. Er hatte einen Durchmesser von 2′ und zeigte eine 20—30″ grosse Verdichtung, in welcher, etwas südlich der Mitte vorausgehend, mitunter ein Kern aufblitzte. Im $3^3/_4$-zölligen Sucher des Zwölfzöllers war der Komet soeben erkennbar. Die ohnedies geringe Lichtstärke nahm langsam aber stetig ab, so dass die Beobachtungen nicht länger als bis zum 3. Oktober, an welchem Tage Perrine die letzte Ortsbestimmung anstellte, fortgesetzt werden konnten.

Die folgenden Elemente von Leveau stellen die Erscheinung 1890 V befriedigend dar. Eine Vorausberechnung der Störungen von 1890—1897 hat nicht stattgefunden, so dass die durch die Beobachtungen geforderte Korrektion der Ephemeride, $-3^{m}\ 58^{s}$ in AR., $-4.4'$ in Deklination, als gering angesehen werden kann.

Epoche vom 1. Januar 1897, 5 M. Z. Berlin:

$$\begin{aligned} M &= 339^{0}\ 17'\ 34.2'' \\ \pi &= 319\ \ 25\ \ 30.2 \\ \Omega &= 146\ \ 21\ \ 18.7 \\ i &= \ \ 15\ \ 43\ \ 30.0 \\ \varphi &= \ \ 38\ \ 51\ \ \ 6.4 \\ \mu &= 531.5736'' \\ \log a &= 0.549629 \\ T &= 1897 \text{ Mai } 21.736 \text{ M. Z. Berlin} \\ U &= 6.675 \text{ Jahre.} \end{aligned}$$

(π, Ω, i: 1897.0)

Zur Wegschaffung der oben erwähnten Korrektion würde eine Änderung von M um $-20'$ erforderlich sein.

Ein Analogon zur diesjährigen Erscheinung bietet diejenige von 1877 (1877 IV; Periheldurchgang am 10. Mai). Damals wurde der Komet am 9. Juli gleichzeitig von Tempel und Coggia aufgefunden und bis 10. September (Schmidt, Athen) beobachtet, während jetzt, entsprechend der stärkern optischen Kraft der Fernrohre, die Sichtbarkeitsdauer etwas grösser gewesen ist. In den Angaben über das Aussehen und die Helligkeit des Kometen ist ein wesentlicher Unterschied zwischen damals und jetzt nicht zu erkennen. Beide Erscheinungen gehören übrigens zu den ungünstigen, da die Lichtstärke,

die in günstigen Erscheinungen 1.5 betragen kann, den Betrag von 0.25 nicht überstieg.

Komet 1897 III, entdeckt am 16. Oktober von Perrine auf der Lick-Sternwarte in $3^h\ 6^m$ AR und $+ 67^0$ Deklination. Der Komet hatte die Gesamthelligkeit eines Sternes 8. Grösse und besass einen deutlichen, sternartigen Kern 12. Grösse, der nahe dem nördlich folgenden Ende einer länglichen Nebelmasse stand. An diese Nebelmasse schloss sich ein 10′ langer Schweif, in dessen dem Kerne zunächst liegenden Teile ein 4—5′ langer, dem Kern an Helligkeit fast gleichkommender Streifen zu erkennen war. Da der Komet sich weiter nach Norden bewegte — am 29. Oktober erreichte er mit 8^0 seine kleinste Poldistanz —, und die theoretische Helligkeit längere Zeit hindurch unverändert dieselbe blieb, schien eine längere Sichtbarkeitsdauer in Aussicht zu stehen. Im Gegensatze zu dieser Annahme verblasste aber der Komet auffallend schnell; bereits Ende Oktober war der sternartige Kern völlig verschwunden, und der Komet bot nur noch den Anblick eines sehr schwachen, formlosen Nebelstreifens von 3′ Länge und 1′ Breite, ohne eine Spur von Verdichtung. Auch dieser Nebelstreifen nahm stetig an Helligkeit ab, so dass noch vor dem Periheldurchgang die Beobachtungen ihr Ende finden mussten. Die letzte Ortsbestimmung ist von H. R. Morgan am 27. November auf der Leander McCormick-Sternwarte, Virginia, angestellt worden.

Die folgenden Elemente hat J. Möller aus drei Beobachtungen vom 16., 24. Oktober und 1. November abgeleitet.

$$T = 1897 \text{ Dezember } 8.7277 \text{ M. Z. Berlin}$$

$$\left.\begin{aligned} \pi &= 98^0\ 0'\ 1.4'' \\ \Omega &= 32\ \ 3\ 27.4 \\ i &= 69\ 36\ 35.7 \end{aligned}\right\} 1897.0$$

$$\log q = 0.132416.$$

Bereits geraume Zeit vor der Entdeckung hat der Komet unter günstigen Verhältnissen am Himmel gestanden. Es muss dahingestellt bleiben, ob er thatsächlich längere Zeit hindurch dieselbe Lichtintensität wie zur Zeit der Entdeckung besessen, oder ob ein plötzlicher Lichtausbruch kurz vor der letztern stattgefunden hat.

Am 4. Juni 1897 passierte der periodische Komet Tempel_3-Swift sein Perihel. Nach der Vorausberechnung von Bossert musste von vornherein die Wiederauffindung wegen der ungünstigen Stellung des Kometen zur Sonne und Erde als ausgeschlossen angesehen werden.

Zu der »Zusammenstellung der Kometenerscheinungen des Jahres 1896« sind folgende Nachträge zu machen.

Komet 1895 IV. Das Spektrum zeigte nach Campbell die drei Kohlenwasserstoffbänder.

Komet 1896 I. Auch das Spektrum dieses Kometen zeigte nach Campbell die drei charakteristischen Bänder.

Faye'scher Komet 1896 II. Seither sind noch Beobachtungen aus Nizza vom 26. September bis 20. Oktober 1895 veröffentlicht worden.

Komet 1896 III. Die letzte Beobachtung ist am 20. Juni 1896 von Hussey auf der Lick-Sternwarte angestellt worden. Das Spektrum hatte nach Campbell den gewöhnlichen Charakter der Kometenspektren.

In Betreff der von L. Swift am 20. und 21. September 1896 in unmittelbarer Nähe der Sonne gesehenen kometenähnlichen Erscheinungen ist noch zu bemerken, dass von Hussey und Perrine auf der Lick-Sternwarte am Abende des 21. September, sowie in den Abend- und Morgenstunden der nächstfolgenden Tage vergeblich nach denselben gesucht worden ist.

Der heutige Standpunkt der Theorie bezüglich des Ursprungs der periodischen Kometen ist von L. Schulhof dargestellt worden[1]).

Veranlasst durch Lexell's Untersuchungen über die Bahn des Kometen II von 1770 kam Laplace zuerst auf die Hypothese der »Gefangennehmung von Kometen durch Planeten,« eine Vorstellung, die später von Leverrier lebhaft verteidigt wurde. Laplace gab auch eine sehr einfache und elegante Rechnungsmethode für den Fall, in welchem ein Planet vorübergehend Bewegungszentrum für einen Kometen wird, und die Sonne nur die Rolle des störenden Körpers spielt. Dieser Rechnungsmethode haben sich Burkhardt und später Leverrier bedient bei ihren Untersuchungen über die Bahn des Lexell'schen Kometen, und sie wird auch heute noch benutzt, wenn man die ziemlich beträchtlichen Störungen, welche die Sonne auf die Bewegung eines solchen Kometen ausübt, nicht in Betracht zieht. Dr. Harzer ist dagegen der erste Astronom gewesen, welcher in strenger Weise die ehemalige Bahn des Brorsen'schen Kometen bestimmte, indem er auch die Störungen durch die Sonne berücksichtigte, welche dieser Komet erlitt, während er in der Nähe des Jupiter sich bewegte. Die Theorie der Gefangennehmung von Kometen durch Planeten ist in ihrer ganzen Allgemeinheit indessen erst jüngst von Tisserand und Callandreau behandelt worden, wobei der Erstgenannte als wichtigstes Ergebnis fand, dass unter allen Umständen, und welches immer auch die Veränderungen der Bahn seitens des Jupiter sein mögen, eine bestimmte Beziehung zwischen den frühern und den spätern Bahnelementen des Kometen existiert, welche ein sicheres Urteil über die Identität zweier Kometen gestattet.

Der Lexell'sche Komet trat später wieder in den Vordergrund des Interesses, als Leverrier nachwies, dass die Kometen Faye und de Vico-Swift der Jupitersbahn in einer Region des Himmels sehr nahe kommen, in welcher jener Lexell'sche Komet die völlige Umgestaltung seiner Bahn erlitten hatte. Dieses Zusammentreffen schien kein zufälliges zu sein, und Leverrier hat in diesem Sinne ungeheure Rechnungen ausgeführt, die indessen nicht zu einem bestimmten Ergebnisse führten. In den letzten Jahren hat Chandler versucht, die Identität jenes Kometen mit dem Kometen 1889 V (Brooks) nachzuweisen, während Schulhof an eine Identität mit dem Kometen 1886 VII (Finlay) oder mit demjenigen 1895 II (Swift) denkt, doch haben auch die Rechnungen Chandler's und Schulhof's nicht zu einem sichern Ergebnisse geführt.

Unter den drei im Jahre 1819 erschienenen Kometen ist einer, dessen Umlaufsdauer sich zu nur $3^1/_2$ Jahren herausstellte, und dessen früheste Erscheinung von Méchain am 17. Januar 1786 beobachtet worden war. Encke unternahm die ungeheure Arbeit, näherungsweise die Störungen zu berechnen, welche dieser Komet in den Jahren 1819 bis rückwärts 1786

---

[1]) Bulletin Astronomique **15.** p. 323—364. 1898.

von seiten der Planeten erlitten hatte, und für die vier beobachteten Erscheinungen die wahrscheinlichsten Bahnelemente desselben abzuleiten. Dabei fand sich das unerwartete Resultat, dass die Bewegung dieses Kometen von einer zur andern Wiederkehr eine Beschleunigung erlitten zu haben schien. In der That stellte sich die Umlaufsdauer desselben nach Abzug der Störungen von 1786 bis 1795 auf 1208.112 Tage, von 1795 bis 1805 auf 1207.879 Tage, von 1805 bis 1819 auf 1207.424 Tage. Auch machte Encke darauf aufmerksam, dass dieser Komet sehr geeignet sei zur Bestimmung der Masse des Planeten Merkur, und dass die anhaltende Beobachtung desselben sicher Licht auf die physische Beschaffenheit des Kometen überhaupt werfen könne.

Über die Ursache der Beschleunigung der Bewegung des Kometen sprach sich Encke damals noch nicht aus; die Thatsache derselben betrachtete er indessen als unzweifelhaft und legte sie seiner Vorausberechnung der Wiederkehr des Kometen 1822 zum Grunde. Sie bestätigte sich völlig durch die Beobachtungen, und nun entwickelte 1823 Encke seine berühmte Hypothese der Existenz eines die Himmelsräume füllenden »widerstehenden Mittels«, welches dahin wirkt, die mittlere tägliche Bewegung zu vergrössern und die Exzentrizität der Bahn zu vermindern. Olbers unterstützte diese Hypothese sogleich mit dem ganzen Gewicht seiner Autorität, und da die Beschleunigung sich bei jeder spätern Wiederkehr dieses Kometen bestätigte, so wurden allmählich fast alle Astronomen Anhänger dieser Hypothese. Nur Bessel bekämpfte sie 1836 lebhaft und zeigte, dass physische Vorgänge auf den Kometen selbst die Bahnbewegungen derselben beeinflussen können. Indessen blieben die Einwürfe Bessel's ziemlich unbeachtet, besonders weil sie nur schwierig die scheinbare Konstanz in der Zunahme der Bewegung des Kometen erklären konnten, während diese doch nach den Rechnungen von Encke und den spätern, welche van Asten ausführte immer deutlicher hervortrat. Van Asten unternahm die ungeheure Arbeit, sämtliche Erscheinungen des Encke'schen Kometen von 1819 bis 1868 und alle Störungen, welche derselbe in diesem Zeitraume erlitten, scharf zu berechnen. Es gelang ihm, mit einer geringen Korrektion der bis dahin angenommenen Massen des Jupiters, der Erde, der Venus und des Merkur, die Acceleration der täglichen Bewegung und unabhängig davon die Verminderung der Exzentrizität der Bahn der Kometen zu erweisen und alle Beobachtungen vollkommen durch ein und dieselbe Theorie darzustellen. Darnach schien in der That die Encke'sche Hypothese des widerstehenden Mediums den vollständigsten Beweis ihrer Richtigkeit erhalten zu haben.

Zur Zeit, als van Asten diese Untersuchungen publizierte, besass man vollständige Theorien der Bahnen und Bewegungen nur für die beiden Kometen von Faye und Winnecke. Für den ersten hatte Moeller keine Acceleration der Bewegung gefunden, was schliesslich nicht überraschte, da dieser Komet in seiner Sonnennähe mehr als fünfmal soweit von der Sonne entfernt bleibt als der Encke'sche. In so grosser Entfernung erschien die Wirkung des hemmenden Mediums bereits unmerklich. Für den Winnecke-schen Kometen aber, welcher der Sonne bis auf 0.89 Erdbahnhalbmesser nahe kommt, schlossen die Untersuchungen Oppolzer's wenigstens die Möglichkeit einer geringen Beschleunigung der mittlern Bewegung nicht aus. Unter diesen Umständen waren es die fernern Rechnungen van Asten's selbst, welche das Vertrauen in die Encke'sche Hypothese wieder erschütterten. Wenige Jahre vor seinem Tode zeigte van Asten, dass es unmöglich ist, die Bewegung des in Rede stehenden Kometen bei seiner Rückkehr 1871 mit den frühern Erscheinungen in Verbindung zu bringen; man müsse vielmehr annehmen, dass irgend eine unbekannte Ursache die Bewegung des Kometen zwischen 1868 und 1871 beeinflusst und die Beschleunigung der mittlern Bewegung, welche bis dahin bestanden, fast völlig aufgehoben habe. Indessen hatte sich van Asten hierin getäuscht; er glaubte, das Vorhandensein der Beschleunigung zwischen 1819 und 1868

nachgewiesen zu haben, aber infolge eigentümlicher Umstände hatten sich in seine sonst vorzüglich geführten langen Rechnungen Fehler eingeschlichen, die zufälliger Weise zu Gunsten der Encke'schen Hypothese sprachen, während in Wirklichkeit die Bewegung des Kometen gegen diese Hypothese redete. Dies ergab sich aus der Revision und Fortsetzung der van Asten'schen Rechnungen, welche nach dessen Tode O. Backlund unternahm. Derselbe wies nach, dass die Beschleunigung der mittlern Bewegung nur von 1819 bis 1858 ziemlich konstant blieb, dass sie dann aber bis 1868 mehr und mehr abnahm, um endlich von 1876 bis 1891 ziemlich konstant zu bleiben, aber um etwa $^1/_3$ geringer als in der ersten Periode. Als Endergebnis seiner langen Untersuchung verwirft Backlund die Enckesche Hypothese eines widerstehenden Mittels und schreibt die veränderliche Beschleunigung des Kometen der Einwirkung eines Schwarmes kleiner meteorähnlicher Körperchen zu, den der Komet in einem unbekannten Punkte seiner Bahn durchschneidet. Diese Hypothese ist übrigens schon 1841 von Walker ausgesprochen, dann von Faye und jüngst von Seeliger wieder aufgenommen worden. Wenn man sie annimmt, so muss man voraussetzen, dass der Schwarm, welchen der Komet zwischen 1819 und 1858 passierte, ziemlich gleichmässig dicht war, und dass dies seit 1871 wiederum der Fall ist.

Der 1826 von dem österreichischen Hauptmann Biela entdeckte Komet, welcher heute seinen Namen trägt, bietet aussergewöhnliche Schwierigkeiten. Die Störungen, welche zwischen 1772 und 1805 auf ihn einwirkten, sind sehr beträchtlich und können nur genau berechnet werden, wenn die mittlere tägliche Bewegung des Kometen sehr scharf bekannt ist. Um diese zu bestimmen, stehen indessen nur die Beobachtungen aus den Jahren 1805, 1826 und 1832 zur Verfügung. Zwischen 1832 und 1846, wahrscheinlich nachdem der Komet in der Nähe des Jupiter gewesen war, fand eine Teilung desselben in zwei Kometen statt, und da man nicht weiss, ob nicht auch andere Trümmer vorhanden sind, die uns wegen ihrer Kleinheit verborgen bleiben, so ist man, beim Mangel anderer Mittel, auch in Ungewissheit darüber, ob der Gravitationsmittelpunkt beider Gestirne in der Mitte der sie verbindenden Linie liegt oder nicht.

Die Entdeckung der Identität des Kometen Biela mit denjenigen von 1772 und 1802 ermutigte damals zum Nachforschen nach ähnlichen Beziehungen bei andern Kometen, deren Bahnelemente Ähnlichkeit miteinander zeigten. Interesse bieten indessen nur einige sehr treffende Bemerkungen, welche Clausen damals machte, der in einigen Sätzen die erforderlichen Bedingungen der Identität zweier Kometen, deren Elemente voneinander verschieden sind, zusammenfasst. Es sind folgende: Zunächst müssen beider Bahnen einen gemeinsamen Schnittpunkt in der Nähe des Jupiter besitzen. Ihre Geschwindigkeiten mit Beziehung auf diesen Planeten müssen in gleichen Abständen vom Jupiter gleich sein, wenn diese Abstände nicht merklich von dem Radius der Aktionssphäre des Jupiter verschieden sind. Die beiden Kometen müssen ferner gleichzeitig den Durchschnittspunkt ihrer Bahnen passiert haben, und zwar zu einer Zeit, wo Jupiter selbst auch in der Nähe stand. Indem Clausen diese Sätze anwandte, zeigte er, dass die Kometen 1766 II und 1819 III, sowie 1743 I und 1819 IV wahrscheinlich identisch seien. Der zweite oben genannte Satz hat die Aufmerksamkeit der Astronomen nicht genügend auf sich gezogen. Er sagt im Grunde das Nämliche, was die von Tisserand später entdeckte konstante Beziehung zwischen den Elementen der frühern und der spätern Bahn ausdrückt; allein in der von Clausen formulierten Gestalt ist die Anwendung des Satzes sehr schwierig. —

Der Untersuchungen von Leverrier über die Identität der Kometen Faye und de Vico mit dem Lexell'schen Kometen wurde schon gedacht. Im Verfolge dieser Untersuchungen wurde Le Verrier auf eine sehr wichtige Bemerkung in Bezug auf den Kometen de Vico geführt. Die Bahn dieses Kometen liegt, gleich der des Encke'schen, gegenwärtig vollständig

innerhalb der Bahn des Jupiter. Unter diesen Umständen erhebt sich die Frage, wie ein solches Gestirn, dessen kürzeste Distanz von dem Planeten nie kleiner als 0.4 Erdbahnradien ist, ursprünglich eine parabolische Bahn hat beschreiben können, wie solches doch die Laplace'sche Hypothese fordert. Leverrier, als entschiedener Anhänger dieser Hypothese, zeigte, dass die Länge des Perihels eines Gestirnes fortwährend zunehmen muss, wenn dieses Gestirn stets zwischen der Sonne und dem störenden Planeten bleibt. So muss das Aphelium des Kometen de Vico, welches gegenwärtig in derselben Richtung liegt wie das Aphelium der Jupitersbahn, in einer sehr weiten Vergangenheit mit der Richtung des Periheliums dieser letzten Bahn zusammengefallen sein. Damals aber war dann die Entfernung des Kometen von der Sonne grösser als diejenige Jupiters, und letzterer konnte infolgedessen die ursprünglich parabolische Bahn des Kometen in eine elliptische verwandeln. Auf diesen Umstand gestützt und an der Hand einer näherungsweisen Störungsrechnung zeigte Leverrier, auf indirektem Wege, mit grossem Scharfsinne die Identität des Kometen mit jenem von 1678. Der Komet de Vico hat neben dem Halley'schen die längste Vergangenheit in unserer Kenntnis desselben; er hat seit 1678 etwa 30 Umläufe vollendet, ohne jemals gesehen worden zu sein, und nach 1844 hat er sich abermals für die Dauer eines halben Jahrhunderts den Blicken der Astronomen entzogen bis zu seiner neunten Rückkehr 1894. Es ist unmöglich, zu entscheiden, ob dies lediglich ein Spiel des Zufalles ist, oder ob die Helligkeit dieses Kometen thatsächlich grossen Veränderungen unterliegt. Man kennt schon ein halbes Dutzend Kometen, deren Aphelium gegenwärtig innerhalb der Jupitersbahn liegt, davon giebt es vier (die Kometen von Encke, 1873 II, 1884 II und vielleicht 1819 IV), deren Aphelium kürzer ist als die Periheldistanz des Jupiter. Hält man nun an der Laplace'schen Hypothese über die Gefangennehmung von Kometen durch Planeten fest, so muss man annehmen, dass voreinst einer der innern Planeten die frühere elliptische Bahn stark verändert und die Apheldistanz verkleinert habe. Für den Encke'schen Kometen kann man in dieser Beziehung auf den Planeten Merkur zurückgreifen, dem sich jener Komet nach Backlund bis auf 0.004 Erdbahnhalbmesser nähern kann. Für die Kometen 1873 II und 1884 II müsste man die Wirkung des Mars in Anspruch nehmen. Der Komet 1884 II kann sich der Bahn des Mars bis auf 0.008 nähern, und seine Apheldistanz von 4.876 ist nicht viel geringer als die Periheldistanz des Jupiter (4.952 Erdbahnhalbmesser). Im Falle des Kometen 1873 II liegen die Verhältnisse jedoch anders. Nach seinen gegenwärtigen Bahnelementen bleibt er noch 0.28 innerhalb der Jupitersbahn selbst dann, wenn sein Aphelium mit dem Perihelium des Jupiter zusammenfällt, und anderseits ist seine kürzeste Entfernung vom Mars nicht geringer als 0.08 Erdbahnhalbmesser. Man muss deshalb annehmen, dass nach der Epoche, in welcher Mars die Bahn des Kometen stark verändert hat, die langsame Wirkung der Jupiterstörungen den Kometen aus seinem Annäherungspunkte an die Marsbahn allmählich abgelenkt hat. Jedenfalls muss man diesem Kometen ein hohes Alter zuschreiben, wenn man nicht zu willkürlichen Hypothesen greifen will.

Der Komet Faye war der erste, dessen Umlaufsdauer bei seinem ersten Erscheinen schon so genau bestimmt werden konnte, dass er bei seiner Rückkehr 1851, der Vorausberechnung Leverrier's gemäss, bequem aufgefunden wurde. Die Beobachtungen während seiner Erscheinungen 1843, 1851, 1858, 1865 und 1873 wurden in den Bahnberechnungen von A. Moeller mit bewundernswürdiger Genauigkeit dargestellt. Die Beobachtungen von 1880 zeigten dagegen eine geringere Übereinstimmung mit der Vorausberechnung, was nach Haerdtl aber an der Methode der Störungsberechnung liegt, welche Moeller anwandte. Hoffentlich gelingt es, die Beobachtungen von 1880, 1888 und 1895 mit den fünf voraufgegangenen Erscheinungen streng zu vereinigen, dann wird dieser Komet auch ein ausgezeichnetes Mittel bieten, die Masse des Jupiter mit einem

hohen Grade von Genauigkeit neu zu bestimmen. Der Winnecke'sche Komet ist in seinen Bewegungsverhältnissen bei den Erscheinungen von 1858, 1869 und 1875 durch v. Oppolzer untersucht worden und genäherter für 1819; sein Schüler und Fortsetzer der Berechnung, v. Haerdtl, hat die Erscheinungen von 1858, 1869, 1875 und 1886 in einer bewundernswürdig genauen Weise dargestellt. Da dieser Komet zwischen 1875 und 1886 enorme Störungen von seiten des Jupiter erlitt, so hat v. Haerdtl hieraus die Masse des Jupiter mit einer bis dahin unerreichten Schärfe abgeleitet.

Der 1846 entdeckte Brorsen'sche Komet bietet mehrere Eigentümlichkeiten dar. Wie früher der Lexell'sche, so wurde auch er entdeckt, unmittelbar, nachdem er (1842) starke Störungen durch den Jupiter erlitten hatte, und es ist vielleicht nicht zufällig, dass überhaupt viele periodische Kometen kurz nach ihrer Passage in der Nähe des Jupiter aufgefunden worden sind.

Der Brorsen'sche Komet ist nur bei seinen Zurückkünften zur Sonne 1846, 1857, 1868, 1873 und 1879 beobachtet worden, seitdem ist er verloren. Sehr unerklärlich bleibt, weshalb er 1890 nicht wiedergesehen wurde, da die Sichtbarkeitsverhältnisse damals sehr günstige waren, und eine gute Vorausberechnung seiner Örter am Himmel durch Lamp vorlag. Schulze, welcher sich mit der Bewegungstheorie dieses Kometen beschäftigt hat, vermochte die Beobachtungen 1868, 1873 und 1879 nur darzustellen unter der Annahme einer Verlangsamung der Bewegung des Kometen, die für den Zeitraum von 1873 bis 1879 etwa einen halben Tag beträgt. Lamp hat dieses merkwürdige Resultat, welches für die oben geäusserten Ansichten Bessel's spricht, bestätigt. Indessen hat man direkt keine Ausströmungen von Materie aus dem Kerne dieses Kometen wahrgenommen, und Lamp weist deshalb auf die Möglichkeit hin, dass solche vielleicht nach dem Durchgange des Kometen durch sein Perihel stattgefunden haben könnte. Wegen der grossen Neigung der Bahnebene dieses Kometen, glaubt er nicht, dass ein Zusammenstoss desselben mit einem der kleinen Planeten stattgefunden habe und dadurch die Bewegung desselben gestört worden sei. Der Verfolg der Untersuchung muss lehren, ob die Verlangsamung der Bewegung auch bei den frühern Erscheinungen stattfand.

Bald nach Entdeckung des Kometen 1894 I (Denning) fand Hind, dass dessen Bahn sich in einem Punkte derjenigen des Kometen Brorsen ausserordentlich nähert, und dass gegen Mitte Januar 1881 beide Kometen fast gleichzeitig in den beiden einander am nächsten liegenden Punkten ihrer Bahnen gewesen waren. Lamp, der diese Thatsache durch eine genauere Berechnung bestätigte, stellte infolgedessen die kühne Hypothese auf, dass damals an jener Stelle eine heftige Explosion stattgefunden habe, welche die beiden Kometen in ihre jetzigen Bahnen geschleudert habe. Leider ist die Umlaufszeit des Kometen Denning nicht genau genug bekannt, um zu entscheiden, ob beide Himmelskörper im nämlichen Augenblicke an dem gleichen Punkte des Raumes sich befanden. Die Lamp'sche Hypothese ist sehr verführerisch; sie würde auch sehr gut das Verschwinden des Brorsenschen Kometen erklären, nichtsdestoweniger erscheint sie Schulhof schwer annehmbar. Sie würde eine Explosion von so ungeheurer Kraft voraussetzen, dass dadurch die Geschwindigkeit des Gestirnes, welche vorher 7.5 *km* pro Sekunde betrug, um 3 *km* vergrössert wurde, die Neigung der Bahn sich von 29° auf 5° verminderte, und die Umlaufszeit von 5.5 in 7.4 Jahre verändert wurde. Deshalb zieht Schulhof eine andere Hypothese vor, auf welche er durch den Umstand kam, dass der Durchschnittspunkt beider Kometenbahnen gleichzeitig der nächste Punkt beim Jupiter ist. Diese Hypothese lautet dahin, dass beide Kometen früher einen einzigen bildeten, welcher in jenem Punkte durch die Anziehung Jupiters oder anderer Kräfte in zwei Teile zerfiel. Spätere grosse Störungen durch den Jupiter haben dann die Bahnen beider Körper mehr und mehr modifiziert, ohne freilich jenen Durchschnittspunkt derselben aufheben zu können. Man könnte damit auch, was Schulhof indessen mit aller Reserve ausspricht, die

Retardation des Brorsen'schen Kometen zwischen 1873—1879 erklären, indem man annimmt, dass dieser Komet in jenem Punkte (wo er eine Geschwindigkeit von 7.5 *km* in der Sekunde besitzt) von einer andern Trümmermasse, die mit einer Geschwindigkeit von 10.5 *km* dahinzog, getroffen wurde. Dadurch würde seine Geschwindigkeit etwas vermehrt worden sein, gleichzeitig aber auch die grosse Achse seiner Bahn, wodurch eine Vergrösserung der Umlaufsdauer hervorgerufen wird.

Der im Jahre 1851 entdeckte D'Arrest'sche Komet bietet nichts Besonderes dar. Die Untersuchungen, welche Leveau über die Bewegung desselben in den sechs Erscheinungen 1851, 1857, 1870, 1877, 1890 und 1897 begonnen hat, sind noch nicht zu Ende geführt.

Der Komet 1858 III (Méchain-Tuttle) ist bemerkenswert durch die Dauer seines Umlaufes (13—8 Jahre), welche doppelt so gross ist als die der meisten andern periodischen Kometen, er kann sich den Bahnen des Jupiter und Saturn nur bis auf 0.8 und 1.8 nähern, bleibt stets weit vom Mars entfernt, und seine Annäherung an die Erdbahn geht nicht unter 0.09. Unter diesen Verhältnissen ist es schwer, zu begreifen, wie dieser Komet, wenn er von Anfang eine parabolische Bahn beschrieb, durch die Wirkung der Planeten in eine elliptische Bahn hat geworfen werden können. Man muss daher annehmen, dass in einer sehr weiten Vergangenheit dieser Komet dem Jupiter weit näher kam und, nachdem er von diesem gefangen worden, in die Anziehungssphäre der Erde geriet, welche ihn aus der Nachbarschaft Jupiters ablenkte. Später haben die langsamen Störungen Jupiters ihrerseits den Kometen wieder von der Erdbahn entfernt. Die Erscheinungen in den Jahren 1858, 1871 und 1885 sind von Rhats durchaus befriedigend dargestellt worden ohne die Annahme anderer störender Kräfte als derjenigen, welche die Planeten ausüben.

Eine der merkwürdigsten Erscheinungen in der Geschichte der Astronomie ist die rasch nacheinander folgende Entdeckung dreier Kometen von langer Umlaufszeit, welche in inniger Beziehung zu jenen grossen Sternschnuppenschwärmen stehen, deren periodisches Auftreten wir weit in die Vergangenheit hinauf verfolgen können Es sind dies der Komet 1861 I, an den sich der Schwarm der Lyriden knüpft, welche zwischen dem 19. und 30. April auftreten, der Komet 1862 III, welcher in Beziehung zu den Laurentius-Sternschnuppen oder Perseïden des 10. August steht, und der Komet 1866 I, in dessen Bahn der Sternschnuppenschwarm der Leoniden des 13. November läuft.

Der Komet 1866 I ist vor allem interessant durch die wichtigen Untersuchungen von Newton und Adams, welche seinen intimen Zusammenhang mit dem Schwarme der Leoniden ausser Zweifel setzten. Leider wurde der Komet 1866 nicht lange genug beobachtet, so dass die Dauer seiner Umlaufszeit um anderthalb Jahre unsicher ist. Man erwartet seine Rückkehr zwischen 1898 und 1901. Nach Newton und Hind ist dieser Komet identisch mit demjenigen von 1366.

Der Komet 1867 II ist unter mehrern Gesichtspunkten bemerkenswert. Seine Bahn wird gänzlich von der Bahn des Jupiter umschlossen, und seine relative Geschwindigkeit mit Bezug auf diesen Planeten ist die kleinste bekannte mit Ausnahme derjenigen des Encke'schen Kometen. Aus diesem Grunde bleibt er bei grösster Annäherung an den Jupiter ausserordentlich lange in dessen Nähe und erleidet dadurch sehr beträchtliche Störungen. Sein Aphelium liegt etwa 50° vom Perihel des Jupiter und fiel vor etwa 200 oder 300 Jahren in dessen Richtung. Es ist daher nicht unmöglich, dass damals der Komet vom Jupiter gefangen wurde, und in diesem Falle würde er der jüngste unter den periodischen Kometen des Sonnensystems sein. Indessen dürfte es gewagt sein, zu behaupten, dass die Bahn dieses Kometen vor jenem Zeitpunkte wirklich eine Parabel war, es ist viel wahrscheinlicher, dass sie bloss eine viel langgestrecktere Ellipse bildete. Diejenigen Kometen, welche selbst in ihrem Aphelium innerhalb der Jupitersbahn bleiben, scheinen eine ziemlich regelmässige Veränderung

ihrer Bahnen zu erleiden. Während eines gewissen Zeitraumes vermindert sich ihre Exzentrizität mehr und mehr, und die Bahn wird fast kreisrund. Darauf nimmt die Exzentrizität wieder zu, ohne dass man jedoch sagen könnte, um wieviel, d. h. ob der Komet wieder in die Himmelsräume zurückgeworfen wird oder nicht. Der Komet 1867 II gewährt ein gutes Beispiel hierzu. Seine Exzentrizität, die 1867 noch = 0.510 war, ist 1898 nur = 0.402; Gautier, welcher sich mit der Theorie dieses Kometen beschäftigt hat, glaubt, dass sie jetzt wieder zunehmen wird. Aber wenn dies auch der Fall ist, darf man deshalb doch nicht schliessen, dass die Exzentrizität niemals unter 0.40 herabgehen werde. Infolge der starken Verminderung der Exzentrizität ist die Periheldistanz dieses Kometen zusehends grösser geworden, und er bleibt stets weit von der Erde. Auch hat man ihn seit 1879 nicht wiedergesehen. Ob Anomalien in der Bewegung dieses Kometen existieren, wissen wir nicht, da die Rechnungen Gautier's, welche sich auf die Erscheinungen von 1867, 1873 und 1879 beziehen, noch nicht beendet sind. Die Aufstellung einer strengen Theorie der Bewegung dieses Kometen gestaltet sich sehr schwierig infolge des Umstandes, dass derselbe zwischen 1867 und 1873 sehr beträchtliche Störungen von seiten Jupiters erlitten hat.

Der Komet 1873 II (Tempel) wurde bereits erwähnt, er ist in den Jahren 1873, 1878 und 1894 beobachtet worden Schulhof hat seine Bewegung untersucht und kommt zu dem Ergebnisse, dass die mittlere tägliche Bewegung einer Beschleunigung von ungefähr 0.002" unterliegt. Dieser Komet scheint den gleichen Ursprung mit dem Barnard'schen (1884 II) zu besitzen; beide sind wahrscheinlich Trümmer eines ältern Kometen, welcher in vergangener Zeit durch die Wirkung des Jupiter geteilt wurde.

Wenn man das Verzeichnis der periodischen Kometen an der Hand des Kriteriums von Tisserand untersucht, so erkennt man mehrere Gruppen, deren Mitglieder gegenwärtig als getrennte Kometen erscheinen, welche aber einen gemeinsamen Ursprung gehabt haben müssen. Zu der reichsten Gruppe gehören die Kometen Lexell, Finlay und Swift (1895 II), vielleicht auch noch die Gruppe der Kometen Wolf, Faye und Barnard (1892 V), welche sicherlich unter sich ein System bilden. Wenn die Kometen Grischow, Blanpain und Perrine (1896 VII) nicht identisch sind, so bilden sie eine zweite Gruppe. Ein drittes System enthält die Kometen Helfensrider und Winnecke, falls dieselben nicht identisch sind, ein viertes wahrscheinlich die Kometen Pigott und Denning (1881 V), ein fünftes die Kometen Brorsen und Denning (1894 I), ein sechstes, wie schon erwähnt, die Kometen Tempel (1873 II) und Barnard (1884 II), eine siebente Gruppe bilden die Kometen Tempel (1869 III) und Spitaler.

Der grosse Komet 1882 II bildet mit dem Kometen 1843 I und wahrscheinlich noch mit andern Kometen eins der merkwürdigsten Systeme. Diese Kometen kommen in ihrem Perihel der Sonne ausserordentlich nahe und bildeten wahrscheinlich vor Zeiten einen einzigen Kometen, der in seiner Sonnennähe durch die auflösende Kraft der Sonne in mehrere Teile getrennt worden ist. Der Komet 1882 II hat sich seinerseits sogar unter den Augen der Astronomen in fünf bestimmte Kerne geteilt, und diese Trennung war von einer Erscheinung begleitet, die man bis dahin noch niemals gesehen hatte. Man beobachtete nämlich während mehrerer Wochen in der Umgebung des Kometen, und selbst einiger Grade von diesem entfernt äusserst feine und ausgedehnte Nebelmassen, welche sich offenbar von ihm abgelöst hatten und sich nun mit grosser Geschwindigkeit entfernten. Fast alle diese Nebel wurden rasch unsichtbar, nur ein einziger konnte an drei Tagen beobachtet werden und gestattete den Versuch einer Bahnbestimmung. Unbestimmt bleibt es, ob diese Nebel sich aus dem Kopfe oder dem Schweife des Kometen entwickelt haben; nach den in neuester Zeit gemachten Wahrnehmungen könnte man das letztere annehmen. Es ist daher wahrscheinlich, dass die Gesamtmasse dieser verschiedenen Fragmente äusserst klein ist, und dass diese in der Folge höchstens

einen der unzähligen kleinen Meteorschwärme bildeten, welche den Raum durchirren. Dagegen kann man die verschiedenen Kerne als ebenso viele kleine Kometen betrachten, welche nach gewisser Zeit wieder zum Perihel zurückkehren werden, ohne in der Zwischenzeit merkliche Störungen erlitten zu haben, da kein Planet ihre Bahnen kreuzt. Diese Kerne, welche nach Verlauf von fünf Monaten sich noch nicht um 1' voneinander entfernt hatten, haben infolge der Eigentümlichkeiten ihrer sehr langgestreckten elliptischen Bahnen doch erstaunlich verschiedene Umlaufszeiten, die bei vieren, deren Bahnen Kreutz bestimmen konnte, 671, 722, 875 und 955 Jahre betragen. Noch erstaunlicher ist die ausserordentlich geringe Veränderung der Geschwindigkeit bei der Trennung der einzelnen Kerne, welche ausreicht, um so grosse Unterschiede der Umlaufsdauer hervorzurufen. Kreutz fand, in Bestätigung einer Bemerkung von Tisserand, dass die ursprüngliche Geschwindigkeit im Perihel, welche 478 052 *m* in der Sekunde betrug, nur Veränderungen von — 1.58, — 0.46, + 0.46 und + 1.05 *m* erlitt, um jene Unterschiede der Umlaufszeit zur Folge zu haben. Die tiefen Untersuchungen, welche Prof. Kreutz über die Theorie der Bewegung dieses Kometen angestellt, haben nicht zu abschliessenden Ergebnissen geführt, denn die vollständige Lösung des Problems stösst auf unüberwindliche Schwierigkeiten. Wären diese nicht vorhanden, so würde der Komet bezüglich der Frage des widerstehenden Mittels von grösster Bedeutung sein. Die Wirkung desselben auf einen Kometen, der sich im Perihel dem Sonnenzentrum bis auf 0.00775 Erdbahnradien nähert, müsste so beträchtlich sein, dass die Beobachtungen vor dem Periheldurchgange sich mit derjenigen nach demselben nicht durch ein und dieselbe Bahn könnten darstellen lassen. Die verschiedenen Bahnen, welche Kreutz gefunden, vertragen sich ganz gut mit der Annahme, dass kein hemmendes Medium vorhanden ist, aber seine Rechnungen stehen auch der Annahme eines solchen nicht entgegen, würden vielleicht sogar für dieselbe sprechen, doch ist die Sache ungewiss.

Ausser diesem und dem Biela'schen Kometen giebt es noch einen dritten mehrfachen Kometen, jenen von Brooks (1889 V), welcher gleich in Begleitung von vier Kometen erschien, von denen einer zeitweise dem Hauptkometen an Helligkeit gleich war, von denen aber gleichwohl keiner bei der Wiederkehr 1896 mehr aufgefunden werden konnte. Bredichin und Chandler schreiben mit einem hohen Grade von Wahrscheinlichkeit die Trennung dieses Kometen der Wirkung Jupiters zu, welchem sich das Gestirn am 20. Juli 1896 bis auf eine Distanz von 2.2 Halbmesser des Jupiter näherte. Der Komet hatte um diese Zeit das System der Satelliten Jupiters durchschritten, und spätere Rechnungen werden darthun, ob er dabei Störungen des ersten Jupitermondes unterlag (seine Entfernung von den andern Monden war zu gross, um eine merkliche Einwirkung zu erwarten). Die Umlaufsdauer des Kometen betrug vor den enormen Störungen von 1886 etwa 31.5 Jahre. Es ist bemerkenswert, dass zu dieser Epoche die Exzentrizität der Bahn 0 45 nicht überstieg, ein Wert, den die Störungen von 1886 nicht viel vergrössert haben. Man kann daraus schliessen, dass dieser Komet unserem Sonnensysteme seit langer Zeit angehören muss. Poor Lane hat eine sehr schöne Untersuchung über die Störungen, welche dieser Komet zwischen 1884 und 1889 erlitt, veröffentlicht; sobald man genauer die Umlaufsdauer, welche derselbe um 1884 besass, bestimmt haben wird, wird man auch die Epoche, zu welcher derselbe seine Bahn vor 1884 einschlug, ermitteln können. Wahrscheinlich wird die Exzentrizität der Bahn dieses Kometen in der Folge grösser werden, ebenso wie dies bei dem Kometen Wolf der Fall ist, dessen Exzentrizität vor 1875 0.391 betrug, während sie gegenwärtig 0.555 ist. —

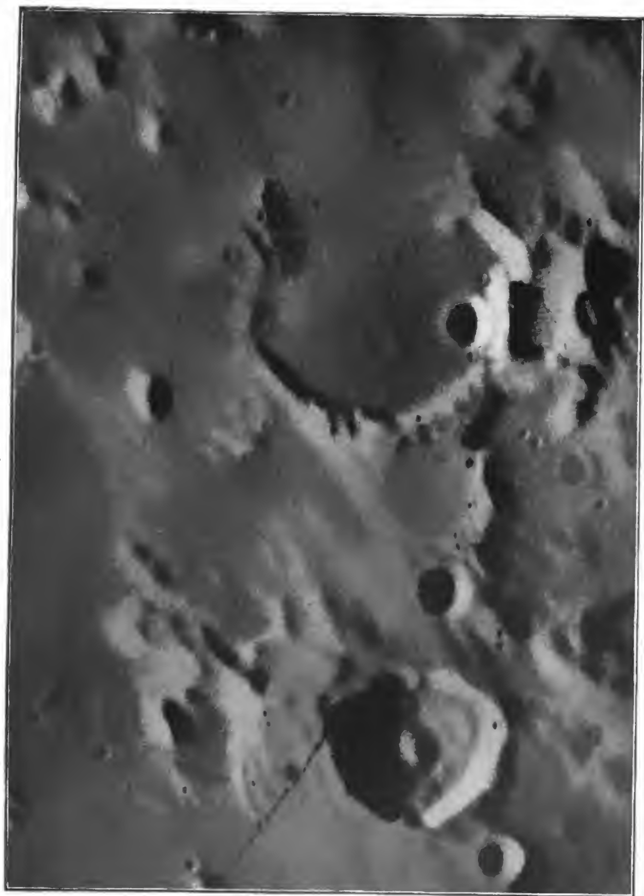
Zur Beantwortung der Frage, welches im allgemeinen die Gestalten der Bahnen seien, in denen Kometen nach ihrer Herabkunft aus dem Weltraume um die Sonne zirkulieren, wandte Laplace die Wahrscheinlichkeitsrechnung an. Indem er annahm, dass die Periheldistanzen kürzer als

2.0 Erdbahnhalbmesser bleiben und weiter voraussetzte, dass alle Richtungen und alle Geschwindigkeiten gleich wahrscheinlich sind, fand er, dass von 5713 Kometen nur ein einziger eine hyperbolische Bahn um die Sonne beschreiben würde. So kam er zu dem Schlusse, dass seine Hypothese sich auch völlig mit der Thatsache decke, dass die Kometenbahnen sich nicht merklich von der Gestalt einer Parabel entfernen.

Obwohl, wie zuerst Gauss, dann später Schiaparelli, Seeliger und Fabry gezeigt haben, die Laplace'sche Beweisführung nicht ganz streng ist, so würden die Ergebnisse derselben dennoch exakt sein, wenn die Sonne nicht selbst eine eigene Bewegung durch den Weltraum besässe. Dieser Umstand verändert vollständig die Bedingungen des Problems. Schiaparelli hat das grosse Verdienst, zuerst nachgewiesen zu haben, dass infolge der Eigenbewegung der Sonne die Bahnen fast aller Kometen merklich hyperbolisch sein müssten, wenn diese Gestirne wirklich ursprünglich aus dem Weltraume in das Sonnensystem eingedrungen wären. Er kam daher zu dem Schlusse, dass die Kometen, ohne direkt dem Sonnensysteme anzugehören, doch seit Anbeginn die Sonne auf deren Lauf durch den Sternenraum begleitet haben, mit Geschwindigkeiten, die derjenigen der Sonne vergleichbar sind. Diese Anschauung Schiaparelli's hat sogleich sehr günstige Aufnahme bei den Astronomen gefunden und ist heute fast allgemein angenommen; sie giebt auch vollkommen Rechenschaft von der Thatsache, dass eine grosse Anzahl Kometen in sehr langgestreckten Ellipsen einhergeht. Indessen giebt es einige Thatsachen, welche zu der Annahme zwingen, dass einige Kometen ihren Ursprung im Sonnensysteme selbst gehabt haben müssen. Zunächst ist in dieser Beziehung die Seltenheit von Kometen zu erwähnen, welche in Bahnen einhergehen, die auch nur wenig hyperbolisch sind. Für einige Kometen, die hyperbolische Bahnen beschreiben, hat man bemerkenswerterweise nachweisen können, dass ihre Bahn ursprünglich elliptisch war und erst infolge von planetarischen Störungen, die sie kurz vor ihrem Periheldurchgange erlitten, hyperbolisch wurde. Würde man mit Sicherheit Fälle nachweisen können, in welchen eine heute elliptische Kometenbahn früher hyperbolisch war, so würde man damit eine unmittelbare Bestätigung der Schiaparelli'schen Hypothese erhalten; umgekehrt wird mit Zunahme der Fälle, in welchen die früher elliptische Bahn später in eine Hyperbel umgewandelt wird, die genannte Hypothese mehr und mehr unwahrscheinlich.

Schulhof geht nun in eine Untersuchung darüber ein, wie sich die Hypothese Schiaparelli's, unterstützt von der Theorie der Gefangennahme von Kometen durch die grossen Planeten, mit der Existenz von periodischen Kometen verträgt, deren Umlaufsdauer nur wenige Jahrzehnte beträgt. Bei dieser Untersuchung spielt die von Tisserand entdeckte Beziehung zwischen den frühern und den neuen Bahnelementen eines Kometen, der von einem Planeten eine sehr starke Störung erlitten, die Hauptrolle. Besonders ist dabei eine Grösse, die er mit K bezeichnet, und die von der halben grossen Achse, der Masse und dem Abstande des störenden Planeten von der Sonne abhängt, und die für grosse Entfernungen vor und nach der Epoche der starken Störungen merklich konstant ist, von Wichtigkeit. Wenn K sehr gross ist, so kann ein Komet beträchtliche Störungen selbst in relativ grossen Entfernungen des störenden Planeten erleiden, je kleiner K wird, um so kleiner muss dagegen die Entfernung des Kometen von dem störenden Körper sein, damit die Störungen einen grössern Betrag erreichen.

Die Grösse K liegt für 30 Kometen zwischen den Werten 0.41 und 0.59, bei 27 andern liegt sie zwischen 0.46 und 0.56, bei einem beträgt sie 0.41, und bei zweien (darunter der Encke'sche Komet) ist sie 0.59. Im allgemeinen findet man, dass die Kometen, für welche K grösser ist, sich nicht merklich dem Jupiter nähern, während das Umgekehrte für kleinere Werte von K gilt. Dies steht in guter Übereinstimmung mit der Hypothese der Gefangennahme von Kometen durch die grossen Planeten, doch



Die Mondlandschaften von Lade und Godin
gezeichnet von J. N. Krieger 1898 April 28.

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

giebt es eine frappante Ausnahme. Der Komet Swift 1889 VI (K = 0.461. Neigung der Bahn = 10°, Umlaufsdauer = 9 Jahre) kann sich dem Jupiter nur bis 0.7 Erdbahnhalbmesser nähern und bleibt ebenso von den andern grossen Planeten weit entfernt. Auch der Komet Méchain-Tuttle entspricht der Hypothese nicht, denn er kommt der Jupitersbahn nie näher als bis auf 0.8; besser entsprechen ihr die Kometen Colla 1854 V, Westphal, Barnard 1889 III und Brorsen 1847 V, während der Olbers'sche Komet der Jupitersbahn auch nur bis auf 0 8 nahe kommt.

Die periodischen Kometen mit rückläufiger Bewegung besitzen fast alle beträchtliche Umlaufszeiten. Unter 47 Kometen, deren Umlaufszeit weniger als 400 Jahre beträgt, giebt es nur drei mit retrograder Bewegung, während die retrograden Kometen überhaupt gut die Hälfte aller ausmachen, deren Umlaufsdauer grösser ist. Die meisten Kometen dieser Gruppe konnten nicht lange beobachtet werden, der berechnete Wert für die grossen Achsen ihrer Bahnen ist demnach ziemlich unsicher, so dass man ihre kleinsten Entfernungen von den Bahnen der grossen Planeten nicht genau feststellen kann. Indessen ist gerade in diesem Falle der retrograden Kometen die Kenntnis dieses Elements von besonderer Wichtigkeit, um eine Vorstellung von den Störungen zu gewinnen, welchen die Bahnelemente unterliegen konnten.

Betrachten wir die drei hierher gehörigen Kometen, deren Umlaufsdauer am kleinsten ist. Zunächst gehört hierher der Komet 1866 I mit 33jähriger Umlaufsdauer, dessen Zusammenhang mit dem Meteorschwarme der Leoniden bekannt ist. Er nähert sich der Erde bis auf 0.007, der Saturnsbahn auf 0.45 und der Uranusbahn bis auf 0.4 Erdbahnhalbmesser. Nach Leverrier ist dieser Komet vom Uranus dem Sonnensysteme erobert worden. Für ihn ergiebt sich bezüglich des Uranus der Wert von K = 0.066, bezüglich des Saturn = 0.009. Die vereinigte Wirkung beider Planeten kann leicht nicht nur die kürzesten Abstände, sondern auch die Werte von K ändern. Nichts Ernstliches steht daher der Hypothese entgegen, dass dieser Komet sich ursprünglich in einer fast parabolischen Bahn bewegte, welche mehr und mehr von dem einen oder andern beider Planeten umgewandelt wurde. Dagegen erweist sich der Halley'sche Komet der Hypothese einer Gefangennehmung von Kometen durch die grossen Planeten durchaus ungünstig. Seine kürzeste Distanz vom Jupiter ist 0.8 und der Wert von K = — 0.12; unter solchen Verhältnissen bleibt er niemals lange im Bereiche der grossen störenden Wirkung des Jupiter, und diese kann seine Umlaufszeit höchstens um einige Jahre verändern, bald vergrössern, bald verkürzen.

Der Tuttle'sche Komet 1862 III, an welchen der Schwarm der Perseïden-Meteore geknüpft erscheint, nähert sich der Erdbahn bis auf 0.005 und der Bahn des Saturn auf 0.75 Erdbahnhalbmesser. Der Punkt seiner grössten Annäherung an den Saturn liegt 47° vom Perihel des letztern, und der Wert von K ist für ihn = 0.005. Man müsste noch immer annehmen, dass im Momente der Gefangennahme die Bahn des Kometen fast 90° geneigt war, und es ist nicht einzusehen, wie seitdem die kürzeste Distanz des Kometen von der Bahn des Saturn nach und nach bis zu ihrer heutigen Grösse hat zunehmen können.

Die beiden grossen Kometen 1843 I und 1882 II, die sich durch ihre so ungemein kleine Periheldistanz auszeichnen, kommen keinem der grossen Planeten nahe; indessen würde sich ihre Periodizität erklären, wenn man die geringste Einwirkung eines widerstehenden Mediums annimmt, die man füglich nicht völlig in Abrede stellen kann.

Ausser den Kometen 1866 II und 1862 III existiert noch ungefähr ein halbes Dutzend Kometen, deren Periodizität man der Wirkung des Saturn zuschreiben könnte, und ungefähr ebenso viele, die durch den Uranus in ihre heutigen Bahnen geworfen sein können.

Neptun bleibt hierbei unberücksichtigt, weil die grossen Achsen der meisten Kometenbahnen nicht genügend kekannt sind, um hinreichend

genau die Distanz dieser Bahnen von jener des Neptun beurteilen zu können.

Unter denjenigen Kometen, deren Periodizität auf die Wirkung des Uranus zurückgeführt werden könnte, sind ausser dem Kometen 1866 I noch zu nennen die Kometen Coggia 1867 I, Pons-Brooks und de Vico 1846 IV mit Umlaufszeiten von resp. 40, 72 und 76 Jahren. Die kürzeste Distanz von der Uranusbahn ist genau nur für den Kometen Pons-Brooks bekannt und beträgt 1.2 Erdbahnhalbmesser. Schulhof hält es aber für zweifelhaft, ob Uranus aus dieser grossen Entfernung noch eine so bedeutende Umgestaltung der Bahn dieser Kometen habe bewirken können. Seltsam ist es, dass ausser den Kometen 1866 I und 1862 III der Komet Tatscher 1861 I (dessen kürzeste Distanz von der Erdbahn = 0.002), welcher den Meteorschwarm der Lyriden verursacht, durch die Einwirkung des Saturn in seine elliptische Bahn geworfen sein soll, so dass wir von unsern vier periodischen Sternschnuppenschwärmen drei dem entfernten Saturn zu verdanken haben würden. Für weit einfacher hält Schulhof die Annahme, deren Ursprung nahe der Erdbahn selbst zu suchen und die Annäherung ihrer Bahnen an Saturn oder Uranus lediglich dem Zufall zuzuschreiben.

Nach einer frühern Hypothese von Lagrange sollten die Kometen ihren Ursprung heftigen Explosionen auf den Planeten verdanken, und diese Hypothese hielt derselbe für besser entsprechend der Laplace'schen Weltbildungstheorie als die Annahme einer Herkunft der Kometen aus dem Sternenraume. Diese Hypothese verlangt aber gebieterisch, dass alle Kometen in der unmittelbaren Nähe der Bahn irgend eines Planeten vorübergehen oder dieselbe in einer gegebenen Zeit passiert haben; auch haben Faye und Tisserand diese Hypothese für unannehmbar erklärt. Schulhof ist dagegen der Meinung, dass sie mit gewissen Modifikationen doch ernstliche Erwägung verdient. Wenn man die Laplace'sche Planetenbildungstheorie annimmt, so ist nicht in Abrede zu stellen, dass die Bildung jedes Planeten von ausserordentlich heftigen Explosionen begleitet gewesen sein muss, wodurch Materie nach allen Richtungen des Raumes geschleudert wurde; ja man kann noch weiter gehen, und solche Explosionen selbst in einem frühen Zustande der Sonne, besonders aber in solchen Epochen annehmen, während sich Planeten von dem gewaltigen Nebelringe ablösten. Könnte man nicht annehmen, dass gewisse Kometen von Explosionen auf Planeten, andere von solchen auf der Sonne selbst herrühren? Ja Schaeberle hat jüngst sogar die Hypothese aufgestellt, dass sämtliche Kometen aus der Sonne emporgeschleudert worden seien!

Die modifizierte Hypothese von Lagrange würde der Thatsache gut Rechnung tragen, dass die periodischen Kometen überhaupt selten sind, und dass sie ihre Existenz fast ausschliesslich der Gefangennahme durch einen Planeten zu verdanken scheinen.

Wenn man annimmt, dass nicht nur auf den Planeten, sondern auch in den vom Sonnenkörper abgelösten Nebelringen Explosionen stattfanden, so wird begreiflich, wie zahlreiche Schwärme von Sternschnuppen aus allen Punkten des Raumes die Erdbahn kreuzen können, ja Schulhof meint, dass man aus diesem Gesichtspunkte vielleicht auch die rätselhafte Thatsache werde erklären können, dass gewisse Radiationspunkte monatelang Sternschnuppen entsenden. Inzwischen macht er darauf aufmerksam, dass der ganzen Hypothese zwei schwere Bedenken entgegenstehen. Zunächst die ungeheuren Anfangsgeschwindigkeiten, gemäss denen sich z. B. der Komet 1866 I (Leonidenschwarm) von der Erde mit einer Geschwindigkeit von 80 *km* in der Sekunde hätte ablösen müssen, und selbst für den Kometen 1861 I (Lyridenschwarm) müsste diese Geschwindigkeit 55 *km* betragen haben. Allerdings könnte man annehmen, dass die retrograden Kometen, die im Perihel der Sonne näher kommen als bis auf einen Erdbahnhalbmesser, durch Explosionen entfernterer Planeten entstanden seien, allein dann müsste man die Thatsache, dass die Bahnen der Kometen, denen wir unsere drei periodischen Sternschnuppenschwärme verdanken, genau die

Bahn der Erde durchschneiden, dem reinen Zufalle zuschreiben. Ein solcher Zufall würde hier viel weniger schwierig anzunehmen sein als bei der Hypothese Schiaparelli's, allein man könnte ihn doch nur zugeben, wenn nur wenige retrograde sich bewegende Meteorschwärme existierten. Allein diese sind ebenso zahlreich als diejenigen mit direkter Bewegungsrichtung, und die Entstehung aller dieser Schwärme erfordert grosse Anfangsgeschwindigkeiten. Ein zweiter Einwurf gegen diese Hypothese ist in dem Umstande zu finden, dass alle periodischen Kometen sich leicht trennen und auflösen und mindestens zwei derselben in weniger als einem Jahrhunderte verschwunden sind. Es ist unmöglich, zu erklären, wie periodische Kometen vielleicht seit Millionen von Jahren in unserem Sonnensysteme verweilen können, wenn ihre Existenz so prekär ist wie diejenige des Brorsenschen und Biela'schen Kometen. Es wurde schon erwähnt, dass einige periodische Kometen seit enorm langer Zeit Mitglieder unsers Sonnensystems sein müssen; für den Kometen Brorsen findet Schulhof durch eine beiläufige Rechnung, dass im günstigsten Falle dessen Eroberung vor Tausenden von Jahren stattgefunden haben muss, und dieser Komet ist anderseits nach 30jähriger Beobachtung verschwunden!

Hier liegt ein Geheimnis vor, und um dieses zu erhellen, ist man nach Schulhof gezwungen, zwischen zwei gleich willkürlichen Hypothesen zu wählen. Diejenigen wenigen Kometen, für welche die Eigentümlichkeiten ihrer Bahnen eine lange Existenz in unserem Sonnensysteme zu erfordern scheinen, würden, so könnte man annehmen, zu einer gewissen Zeit infolge irgend eines uns unbekannten Ereignisses eine tiefe Veränderung ihrer Bewegung erfahren haben, vielleicht indem sie mit einem unbekannten Körper zusammenstiessen oder einer Explosion unterlagen.

Man kann auch bezüglich der periodischen Kometen annehmen, dass, während einige rascher oder langsamer sich auflösen, andere aus den unzählbaren Meteoren, die in elliptischen Bahnen um die Sonne zirkulieren, sich neubildeten infolge elektrischer oder magnetischer Kräfte, die in den Körperchen selbst ihren Sitz haben. Wenn die Kometen, wie wahrscheinlich, einen unzerstörbaren Kern besitzen, so würde dieser als Anziehungsmittelpunkt für die begegnenden Körperchen dienen. Diese Hypothese ist sehr verführerisch und in vager Form schon von frühern Astronomen aufgestellt worden, neuerdings auch von Herz. Sonach muss man lediglich der ursprünglichen Materie, die nach der Gefangennahme der in fast parabolischen Bahnen laufenden Kometen unserm Sonnensysteme einverleibt wurde, eine lange Dauer der Existenz zuschreiben. Jeder dieser Kometen hat sich, früher oder später, aufgelöst, die Trümmer haben sich längs der wenig voneinander verschiedenen elliptischen Bahnen zerstreut, aber von Zeit zu Zeit bilden sich aus ihnen neue Anhäufungen, die dann unsere periodischen Kometen vorstellen, welche ihrerseits bestimmt sind, sich wiederum aufzulösen. Wenn diese Bildungsweise der periodischen Kometen der Wahrheit entspricht, so begreift man leichter, weshalb so viele Kometen existieren, die einen und den nämlichen Nähepunkt an eine Planetenbahn besitzen. Würde man dagegen einfach annehmen, dass diese nur die Trümmer eines einzigen ältern Kometen sind, so müsste man unermessliche Zeiträume annehmen, damit während derselben Störungen die Bahnen in dem beträchtlichen Grade, den wir antreffen, verändern konnten. Diese Schwierigkeit fällt bei der Schulhof'schen Hypothese fort; die Körperchen, welche aus der allmählichen Zerstreuung eines gefangenen Kometen herrühren, und welche, indem sie den gemeinsamen Annäherungspunkt an die Bahn des störenden Planeten behalten, allmählich die verschiedensten elliptischen Bahnen einschlagen, können von neuem Gruppierungen zu bestimmten Haufen bilden. Diese Hypothese macht auch das Vorhandensein gewisser Eigentümlichkeiten in der Bewegung der periodischen Kometen sehr wahrscheinlich. In der That sind solche vorhanden, wie z. B. die Beschleunigung der Bewegung der Kometen von Encke, Biela und Tempel 1873 II, sowie die Verlangsamung des Brorsen'schen Kometen, und es ist wahrscheinlich, dass mit der Zeit noch andere ähnliche Fälle konstatiert werden.

Sternschnuppen und Meteoriten.

Grosse Meteore 1897 und 1898 in England. W. F. Denning giebt eine Zusammenstellung dieser Meteore, soweit ihre Höhe beim Aufleuchten und Verschwinden aus den Beobachtungen berechnet werden konnte[1]), sowie der Radiationspunkte, denen sie angehören. Die grösste Höhe beim Aufleuchten, 137 engl. Meilen, zeigte ein Meteor vom 9. August 1897, dasselbe verschwand in 75 Meilen Höhe über dem Kanale. Es kam aus einem Radiationspunkte in 44° Rektasz. und + 45° Dekl. Die geringste Höhe beim Aufleuchten (54 engl. Meilen) und auch beim Verschwinden (23 Meilen) zeigte ein Meteor vom 30. Juli 1897, dessen Radient in 155° Rektasz. und + 59° Dekl. lag.

Die Radiationspunkte grosser Feuerkugeln. W. F. Denning macht darauf aufmerksam[2]), dass, wie er schon früher hervorgehoben[3]), sehr helle Boliden im allgemeinen eine langsame Bewegung zeigen und aus Radiationspunkten zu kommen pflegen, welche auf der westlichen Hälfte des Himmels und in der Nähe des Horizontes liegen. Diese Boliden scheinen, ihm zufolge, eine spezielle Klasse der Meteore zu bilden und sich von den andern, die grosse Geschwindigkeit und Radianten am östlichen Himmel in grösserer Höhe besitzen, deutlich zu unterscheiden. Dazu bemerkt Denning, dass die Radiationspunkte der Boliden im allgemeinen längs der Ekliptik verteilt sind und in Bahnen mit rechtläufiger Bewegung und geringen Neigungen laufen, ähnlich den Kometen, deren Bahnen man der Einwirkung des Jupiter zuschreibt.

Der Schwarm der Orioniden vom 12. bis 14. Dezember ist von D. Eginitis in Athen beobachtet worden[4]). In der Nacht des 12. Dezember 1896 wurden sehr viele Meteore gesehen und ein neuer Radiationspunkt derselben festgelegt, dessen Position ist: Rektasz. 87° 24′, nördl. Dekl. 7° 23′. Im Jahre 1897 wurden gleichfalls Meteore dieses Schwarmes beobachtet, aber die Umstände waren ungünstig, so dass nur aus einigen Bahnen eine genäherte Lage des Radianten abgeleitet werden konnte.

Die Bewegung der Leoniden-Sternschnuppen. Da der grosse Sternschnuppenschwarm des 13. November im Jahre 1899 zurückkehrt und die Erde denselben zum Teile passiert, so ist die Frage über die Bewegung desselben von aktueller Bedeutung. Eine Untersuchung in dieser Beziehung hat E. Abelmann angestellt[5]).

---

1) The Observatory 1898. Nr. 271. p. 367.
2) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 57. p. 610.
3) Ibid. 54. p. 342.
4) Compt. rend. 125. p. 1158.
5) Astron. Nachr. Nr. 3516.

Da bezügliche Beobachtungen von wissenschaftlichem Werte nur dreimal in den Jahren 1799, 1833 und 1866 — eigentlich nur einmal im Jahre 1866 — angestellt worden sind, so sind unsere Kenntnisse von dem Mechanismus der Bewegung der Leoniden noch ziemlich spärlich. So fehlen uns noch einigermassen exakte Daten über die Ausstrahlungsfläche, über die Elemente der Bahnen, über die Art des Ursprunges der Leoniden und über verschiedene andere Eigentümlichkeiten dieses Meteorstromes. Dagegen besitzen wir genaue Kenntnisse von den Elementen des Tempel'schen Kometen 1866 I, des Stammkometen der Leoniden. Wie nun auch die Natur der Bewegung der Leoniden sein mag, es wird einleuchten, dass es von Wichtigkeit ist, die Säkularstörungen des Kometen 1866 I selbst zu untersuchen, wenn man sich ein Bild des Bewegungsmechanismus dieses Stromes verschaffen und die daraus folgenden Konsequenzen kennen lernen will. Dem Vorschlage Th. Bredichin's gemäss unternahm Abelmann diese Untersuchung. Er berechnete die Säkularstörungen, welche der Komet 1866 I während des Zeitraumes von $33^1/_4$ Jahren durch Jupiter, Saturn und Uranus erleidet, da die übrigen Planeten nicht merklich störend auf die Bewegung des Kometen einwirken. Dabei fand sich u. a. für die Knotenbewegung eine Zunahme von 27.8′, während früher Adams für die nämliche Störung des Leonidenschwarmes 29′ gefunden hatte. Diese fast vollständige Übereinstimmung deutet mit einiger Wahrscheinlichkeit darauf, dass die Meteorbahnen mit der Bahn des Stammkometen schon seit alter Zeit koinzidieren. Die Säkularbewegung des Perihels beträgt in 100 Jahren 1.5°. »Der Leonidenschwarm,« bemerkt Abelmann, »ist schon seit ungefähr 1000 Jahren bekannt, so dass sich während dieser Zeit die Apsidenlinie um einen augenscheinlich grossen Winkel von 15° gedreht hat. Aber ein Blick auf die Form der Bahn überzeugt uns, dass sowohl für diesen vergangenen Zeitraum als auch für viele Jahrhunderte hinaus der Radius vector des Kometen im niedersteigenden Knoten wenig von der Einheit abweicht, folglich kommen wir zu der Überzeugung, dass die Säkularbewegung des Perihels keinen Einfluss auf die Sichtbarkeit des Phänomens ausübt. Der Komet 1866 I befand sich im niedersteigenden Knoten 1866.06, während die Erde denselben 1866.87 passierte. Die wahre Anomalie des Kometen im niedersteigenden Knoten war = 9°; eine leichte Berechnung zeigt, dass beim Durchgange der Erde durch denselben Knoten im Jahre 1866, die wahre Anomalie des Kometen = 127° war. Wir können nun mit einiger Wahrscheinlichkeit den Schluss ziehen, dass sich hinter dem Kometen ein verdichteter materieller Bogen von ungefähr fünf Einheiten (mittlere Entfernung Sonne—Erde = 1) erstreckt, wie man sich bei einfachem Ansehen der Form der Bahn am leichtesten überzeugen kann.

Vor dem Kometen scheint ein ähnlicher Bogen zu fehlen, denn im Jahre 1865 befand sich die Erde beim Durchgange durch den obengenannten Knoten in einer verhältnismässig kleinen Entfernung

vom Kometen, und trotzdem liessen sich Meteore nur in geringer Menge beobachten. Beim Durchgange der Erde durch denselben Knoten im Jahre 1867 war die wahre Anomalie des Kometen = 144°, und da sich dann ebenfalls nur winzige Meteore beobachten liessen, so scheint der verdichtete Bogen keine sieben Einheiten, mit andern Worten nicht den siebenten Teil ungefähr der ganzen Bahnlänge, zu übersteigen.«

Neue Beobachtungen an Meteoriten teilt Dr. A. Brezina mit[1]). Der Fall von Zavid in Bosnien am 1. August 1897 hat einen im Museum von Sarajewo aufbewahrten, hochorientierten Stein von ursprünglich 85, jetzt noch 60 *kg*, nebst mehrern kleinern geliefert.

Von den drei serbischen Fällen von Sarbanovac am 3. Oktober 1877, Jelica am 1. Dezember 1889 und Guča am 10. Oktober 1891 sind die beiden letztern, nur 30 *km* voneinander entfernt, auf der Nord- und Südseite des Jelicagebirges niedergegangen; ihre Untersuchung ergab, dass sie zwei im petrographischen Systeme weit voneinander entfernten Gruppen, dem Amphoteriten und den Kügelchenchondriten, angehören.

Sodann behandelt Dr. Brezina die Frage des Vorkommens von über grosse Strecken der Erde ausgedehnten Kettenfällen. Nachdem die ausgebreiteten Funde zusammengehöriger Stücke in Chile und teilweise in Mexiko von Fletcher durch Verschleppung erklärt worden waren, blieb nur ein einziges, und zwar unsicheres Faktum übrig; die am selben Tage (6. März 1853) zu Duruma im Wanikalande und zu Segowlee in Ostindien gefallenen Steine stimmen petrographisch vollständig überein.

Dr. Brezina weist auf zwei weitere solche Fakta hin; die Funde von Brenham, Sacramento, Albuquerque, Glorietta, Cañon City und Port Orford liegen in einer geraden Linie, und die gefundenen Massen stimmen überein. Es sind Olivin führende, oktaedrische Eisen von weitgehender Verschiedenheit der Korngrösse innerhalb eines Stückes.

In neuester Zeit ist ein drittes Faktum beobachtet worden, welches auf einen solchen Kettenfall hindeutet. In einer alten italienischen Mineraliensammlung fand sich ein Stein mit dem Falldatum Lerici im Golfe von Spezia am 30. Januar 1868, 7^h abends, also genau die Fallzeit von Pultusk. Lerici liegt in der Flugrichtung der Pultusker Steine, und das aufgefundene Individuum stimmt mit Pultusk petrographisch überein.

Keine der drei genannten Koinzidenzen ist vollkommen beweiskräftig, doch soll die Aufmerksamkeit auf diese Thatsachen gelenkt werden.

---

[1]) Verhdlg. der k. k. geolog. Reichsanstalt in Wien. 1898. p. 62.

Sodann wird eine Reihe merkwürdiger, neuer, australischer Meteoriten erwähnt; Ballinoo, durch das Auftreten dodekaedrischen (Schreibersit führenden) neben den oktaedrischen Lamellen und durch das Vorhandensein zweier übereinander liegenden Veränderungszonen ausgezeichnet; einer äussern, in der die Ausscheidungen hellglänzend, und einer innern, in der sie dunkler als die Hauptmasse des Eisens sind. Ballinoo gehört zu den Oktaedriten mit feinsten Lamellen; zu derselben Gruppe gehört Mungindi. Roebourne, ein Oktaedrit mittlerer Lamellendicke, zeigt gewöhnlich eine 1 *cm* dicke Veränderungszone, welche stellenweise bis zu 6 *cm* ausgebreitet ist und durch matt dunkelgraue Farbe von der hellflimmernden Innenmasse abgehoben ist.

Der vierte der Australier, Mooranoppin, gehört zu den Oktaedriten mit gröbsten Lamellen.

Die beiden Eisen von Sao Juliao in Portugal und von Mount Joy in Pennsylvanien waren bisher als breccienähnliche Hexaedrite bezeichnet. Die Aufschliessung grosser Massen ergab, dass diese Eisen Oktaedrite mit gröbsten Lamellen von 5, bezw. 10 *mm* Dicke seien. Das erstere der beiden ist in vielen Partien ausserordentlich reich an riesigen hieroglyphenartigen Schreibersiten, in deren Nähe die oktaedrische Struktur nicht mehr zu erkennen ist.

Schliesslich wird das eigentümliche, 40—50 Tonnen schwere Eisen besprochen, das nahe Kap York in der Melvillebay mit zwei andern grossen Blöcken von einer und beiläufig vier Tonnen gefunden wurde. Die Analysen, welche, als von diesen drei Eisen herrührend, bekannt gemacht wurden, ergeben die Zusammensetzung normaler Oktaedrite; ein angeblich vom grössten der drei Blöcke stammender Abschnitt lässt ebenfalls die Struktur eines normalen Oktaedrites mittlerer Lamellendicke erkennen und würde ganz gut zur betreffenden Analyse passen. Hingegen zeigt er eine auffallend frische Beschaffenheit, wie sie an einem jahrelang im Meere gelegenen Eisenblock nahe seiner Oberfläche nicht erwartet werden sollte, so dass ein Zweifel entsteht, ob Analysen und Abschnitt in der That von diesen, im Vorkommen den Grönländer tellurischen Eisen ähnlichen Blöcken stammen, oder ob etwa eine Verwechselung stattgefunden hat.

Ein neues kohlehaltiges Meteoreisen. Dasselbe wurde in einem Durchschnitte beim Baue der Gippsland-Eisenbahn etwa 3 *km* östlich von der Station Beaconsfield im Kirchspiele Berwick, Grafschaft Mornington der Kolonie Viktoria (Australien), gefunden. Der Block lag viele Jahre unbeachtet am Fundorte, bis er die Aufmerksamkeit eines Beaconsfielder Schmiedes, namens Feltus, erregte, welcher ein Stück an den Regierungsgeologen Murray in Melbourne zur Begutachtung sandte, da er glaubte, es liege ein Teil einer Erzader vor. Murray erkannte die meteorische Natur, besuchte die Fundstätte, wo der Block noch neben dem Eisenbahneinschnitt lag, und veranlasste Feltus, Besitz von dem Meteoreisen zu ergreifen. Von demselben erwarb ihn 1896 Dr. Karl Vogelsang, welcher

Prof. Cohen in Greifswald Stücke des Eisens und der Rostrinde zur Begutachtung und zur nähern Untersuchung übersandte. Ihm verdankt dieser auch die obigen Angaben, sowie die Mitteilung, dass der brotleibförmige, von starker Rostrinde umgebene Block ursprünglich 40 *cm* lang, 30 *cm* breit und 15 *cm* hoch war und nach Abbröckelung eines Teiles der Rostrinde etwa 25 *kg* gewogen hat.

Nachdem das Meteoreisen von Dr. Krantz erworben und etwa fünf Wochen in einem gleichmässig erwärmten Raume aufbewahrt worden war, hörte das Ausschwitzen von Eisenchlorür auf; während dieser Zeit hatten sich mehrere starke Risse gebildet, welche sich über die ganze Oberfläche ausdehnten. Die Rostrinde wurde nun mit Meissel und Hammer soviel als möglich entfernt, wodurch das Gewicht sich auf 53 *kg* verringerte, der Schätzung nach schien jedoch nicht viel mehr als die Hälfte aus frischem Meteoreisen zu bestehen.

Nach diesen Angaben des frühern und des jetzigen Besitzers, sowie nach den Beobachtungen, welche Prof. Cohen an Teilen der Rinde und an einem grössern, anfänglich kompakten und anscheinend durchaus frischen Stücke machen konnte, gehört Beaconsfield zu denjenigen Eisen, welche sich durch eine ungewöhnlich starke und schnell fortschreitende Rostbildung auszeichnen. Auf der Oberfläche solcher Rindenstücke, welche schon vollständig oxydiert zu sein schienen, traten noch wiederholt grosse Tropfen von Eisenchlorürlösung hervor, und von dem kompakten Abschnitte des Nickeleisens bröckelten während der sechsmonatlichen Dauer der Beobachtung stetig Teile ab, ohne dass eine beginnende Erschöpfung sich bemerkbar machte.

Prof. Dr. E. Cohen hat die Ergebnisse seiner eingehenden chemischen Untersuchung dieses Meteoreisens der Preussischen Akademie der Wissenschaften in Berlin übersandt[1]).

Der Meteorit gehört hiernach zu den oktaedrischen Eisenmeteoriten mit grobem Gefüge und erweist sich zusammengesetzt aus:

Nickeleisen	98.07 %
Phosphornickeleisen	1.75 %
Troilit	0.11 %
Lawrencit	0.02 %
Kohlenstoff	0.05 %.

Der unmagnetische Rückstand lieferte nach der Behandlung mit starker Salzsäure, abgesehen von Silikatkörnern und etwas Graphit, teils feine, glanzlose, leicht abschlemmbare kohlige Partikel, teils gröberes Pulver und kleine Brocken einer stark glänzenden, schwer verbrennbaren Kohle, wie sie bisher in keinem Meteoreisen beobachtet zu sein scheint.

Was die kohlige Substanz anbelangt, so erreichen die Stücke derselben eine Grösse von 3 *mm*, sind aber meist sehr viel kleiner

---

[1]) Sitzungsber. der Kgl. Preuss. Akademie d. Wiss. 1895. p. 1037 u. ff.

und sinken bis zu staubförmigen Partikeln herab. Da sie sehr spröde sind, mögen die Partien im Meteoreisen grössere Dimensionen besessen haben und infolge der vielfachen Operationen bei der Isolierung allmählich in kleine Bruchstücke zerfallen sein, manche Stückchen sind mit Schreibersit verwachsen, bei andern kann man aus der Einwirkung eines Magnets schliessen, dass metallische Einflüsse vorhanden sind, weitaus das meiste Material verhält sich aber vollkommen unmagnetisch. Die Farbe ist eisenschwarz, der Bruch vollkommen muschelig, der Glanz metallartig, etwa in der Mitte zwischen demjenigen des Anthracits und der Glanzkohle liegend. Das Pulver enthält nach dem Resultat der mikroskopischen Prüfung in geringer Menge gelblichbraune, durchsichtige Körnchen, welche amorph zu sein scheinen. Beim Erhitzen im Kölbchen findet ohne Dekrepitieren eine reichliche Abgabe von Wasser statt unter Bildung eines zarten weissen Beschlages und unter Entwickelung eines aromatischen Geruches; derselbe Geruch zeigt sich bei Behandlung mit kochender Kalilauge, welche schwach bräunlich gefärbt wird. Das spezifische Gewicht wurde zu 1.55—1.65 bestimmt.

Nach den physikalischen Eigenschaften und nach der chemischen Zusammensetzung steht die vorliegende kohlige Substanz der Glanzkohle am nächsten, vom Anthracit unterscheidet sie sich dadurch, dass sie nicht dekrepitiert, Kalilauge färbt (wenn auch nur sehr schwach), einen aromatischen Geruch giebt, bräunlich durchscheinende Partikel enthält und einen bemerkenswert hohen Gehalt an Wasser aufweist.

Nach Prof. Cohen ist es nicht ausgeschlossen, dass der in Rede stehende Meteorit mit dem von Cranbourne (Australien), mit dem er vieles gemeinsam hat, identisch ist.

Fixsterne.

Fixsternparallaxen. Eine Anzahl von Parallaxen hat Dr. Peter durch Beobachtungen am 6zölligen Heliometer der Leipziger Sternwarte bestimmt[1]). Schon im 8. Bande des »Jahrbuches« wurde einzelnes aus dieser wichtigen Arbeit mitgeteilt; jetzt liegt dieselbe vollständig vor. Die Messungen gehören zu den genauesten, welche bis jetzt zu Parallaxenbestimmungen angestellt wurden; sie bestehen aus Distanzbestimmungen gegen zwei möglichst weit entfernte, einander diametral gegenüber stehende Vergleichsterne. Bei der Auswahl der zur Parallaxenbestimmung geeigneten Sterne richtete Dr. Peter sein Augenmerk auf solche mit grösserer Eigenbewegung, von nicht zu geringer Helligkeit und nördlicher Deklination. Im ganzen wurden

[1]) Abhdlg. d. mathem.-phys. Klasse der Kgl. Sächs. Ges. d. Wiss. **22**. Nr. 4. **24**. Nr. 3.

neun Sterne bestimmt, darunter die beiden Komponenten des Doppelsternes Lalande 18115, jede für sich. Die nachstehende Tabelle enthält die Ergebnisse der Beobachtung und Rechnung in Bezug auf die Parallaxen und die wünschenswerten übrigen Angaben:

Name des Sternes	Grösse	Eigen-bewegung	Rekt. 1900.0	Dekl. 1900.0	Parallaxe	Mittlerer Fehler einer Beob.	Zahl der Beob.
	m	″	h m	° ′	″ ″	″	
η Cassiop.	4	1.20	0 43.0	54 17	+0.178±0.015	±0.148	45
μ Cassiop.	5.5	3.74	1 1.6	54 26	±0.130±9.019	±0.164	23
Lal. 15290	8.5	1.97	7 47.2	30 55	±0.017±0.021	±0.159	32
Lal. 18115 praec.	8	1.69	9 7.6	53 7	±0.176±0.013	±0.113	22
» » sequ.	8				±0.178±0.016	±0.119	21
θ Urs. maj.	3	1.11	9 26.2	52 8	±0.091±0.018	±0.144	22
A. Ö. 10603	6.5	1.45	10 5.2	49 58	±0.169±0.013	±0.123	27
β Comae Ber.	4	1.20	13 7.2	28 23	±0.113±0.021	±0.178	42
31 Aquilae	5.5	0.96	19 20.2	11 44	±0.065±0.015	±0.160	40
Bradl. 3077	6	2.08	23 8.5	56 37	±0.135±0.012	±0.136	39

Die Parallaxen sind sehr klein, und es zeigt sich in ihnen weder eine Beziehung zur Helligkeit, noch zur Grösse der Eigenbewegung der Sterne; überhaupt findet sich bestätigt, dass die Parallaxen um so kleiner ausfallen, je zuverlässiger sie sind.

Die Parallaxen von α Canis maj. und α Gruis sind von Dr. Gill aus Beobachtungen, die am Heliometer der Kap-Sternwarte 1888 und 1889 angestellt wurden, abgeleitet worden[1]). Er fand für die Parallaxe des Sirius $\pi = 0.370'' \pm 0.0097''$. Beobachtungen in den Jahren 1881—1883 mit dem 4zölligen Heliometer hatten genau den gleichen Wert $\pi = 0.370'' \pm 0.009''$ ergeben, und endlich hatte Elkin mit dem Heliometer der Kap-Sternwarte $\pi = 0.407'' \pm 0.018''$ gefunden. Im Mittel aus diesen Bestimmungen ergiebt sich die Parallaxe des Sirius $\pi = 0.374'' \pm 0.006''$ relativ zu Vergleichsternen 8.5 Grösse. Man darf daher die Parallaxe desselben mit 0.37″ ansetzen und diesen Wert als recht genau betrachten. Die Parallaxe von α Gruis ergab sich $\pi = 0.015'' \pm 0.007''$, also wohl zu klein, um sicher verbürgt zu sein.

Die Parallaxe von β Orionis ist von Dr. Gill auf der Kap-Sternwarte untersucht worden. Er bediente sich dazu des 7zölligen Repsold'schen Heliometers und benutzte als Vergleichsterne zwei kleine Fixsterne, 8.5 und 8.4 Grösse. Die Messungen wurden in den Jahren 1888—1891 angestellt und sind ausserordentlich sorgfältig ausgeführt worden. Sie ergeben in der Berechnung durch Dr. Gill,

[1]) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 1898. 58. Nr. 3. p. 78.

dass der Stern β Orionis wahrscheinlich zu einer grossen Gruppe oder einem Systeme sehr entfernt stehender Sterne gehört, welchem Systeme auch die beiden Vergleichsterne angehören, und dass die relativen jährlichen Parallaxen der Sterne dieser Gruppe wahrscheinlich 0—0.6″ nicht übersteigen.[1])

Ein Versuch zur Ermittelung der Parallaxen der Hauptsterne des grossen Bären ist von Dr. F. Höffler gemacht worden. Die Annahme, dass diese Hauptsterne wegen der nahen Übereinstimmung in der Richtung ihrer Eigenbewegung unter sich ein engeres System bilden, erhielt in den letzten Jahren eine kräftige Stütze durch die auf dem Observatorium bei Potsdam ausgeführten Messungen der Geschwindigkeiten jener Sterne in der Richtung der Gesichtslinie zur Erde hin. Es ergaben sich dafür Werte, welche zwischen 3.6 und 4.2 Meilen liegen, also eine so grosse Übereinstimmung, wie man sie kaum erwarten durfte.

Dr. F. Höffler hat nun gezeigt[2]), dass man unter der einfachen Voraussetzung, die Sterne dieses Systemes bewegten sich wirklich parallel und mit gleicher Geschwindigkeit im Raume durch Verbindung der zu Potsdam ermittelten Geschwindigkeiten mit den scheinbaren Eigenbewegungen unter Benutzung der perspektivischen Verschiebungen die Parallaxe und damit also die wahre Entfernung des Systems von der Erde ermitteln kann. Da indessen die Eigenbewegung in der Gesichtslinie zur Erde wegen der Schwierigkeit des Spektrums der Sterne von diesem Typus noch einigermassen unsicher ist, so hat Dr. Höffler vorgezogen, die Unterschiede zwischen den einzelnen Parallaxen zu vernachlässigen und die Rechnung für eine mittlere Parallaxe des ganzen Systemes durchzuführen. Ausserdem hat er aber auch in grossem Umkreise um das Sternbild des grossen Bären sämtliche Sterne des Auwers-Bradley'schen Kataloges daraufhin geprüft, ob sie sich nach Grösse und Richtung ihrer Eigenbewegung etwa in das System der obigen Sterne einreihen liessen, aber mit gänzlich negativem Erfolge. Dies ist abermals eine Bestätigung der Annahme, dass wirklich die obengenannten fünf Sterne ein gemeinsames System bilden. Ferner ergab sich, dass alle Sterne dieses Systems nahezu in einer Ebene liegen, und auch ihre Fortbewegung im Raume innerhalb dieser Ebene erfolgt, eine Eigenschaft, die von grossem kosmogonischem Interesse ist. Die Berechnung ergiebt, dass die mittlere Parallaxe des Systemes 0.0165″ beträgt mit einem mittlern Fehler von 0.0011″. Diese Parallaxe ist überraschend klein, weit kleiner, als man nach den bis jetzt herrschenden Theorien bei Sternen 2. bis 3. Grösse erwarten konnte. In diesen Theorien steckt zwar auch hauptsächlich hypothetische Grundlage, allein nichtsdestoweniger scheint es doch, dass die Sterne des grossen

---

[1]) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. p. 718.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3456.

Bären in Bezug auf Helligkeit und Masse eine Ausnahmestellung einnehmen. Gleichzeitig ergiebt sich, dass die räumliche Ausdehnung des Systems, welches wir in jenen Sternen vor uns sehen, thatsächlich noch bedeutend grösser ist, als man bisher glaubte. Die von Dr. Höffler berechnete Parallaxe entspricht einer Entfernung von 250 Billionen Meilen (12.5 Millionen Erdbahnradien), eine Distanz, welche das Licht erst in 200 Jahren durchläuft. Die Entfernung der beiden Sterne β und ζ des grossen Bären beträgt hiernach in Wirklichkeit 80 Billionen Meilen, d. h. sie ist 14 mal so gross, als die Entfernung des nächsten Fixsternes von der Erde. Selbst wenn man sehr grosse Massen annimmt, kann in so ungeheuren Entfernungen von einer merklichen Attraktionswirkung nicht mehr die Rede sein. Für den Stern ζ berechnete Prof. Pickering als Minimalwert eine Masse, welche 40 mal grösser als die Sonnenmasse ist. Wenn man anderseits die Helligkeit des Sternes ε im grossen Bären mit derjenigen des Sirius vergleicht und die Entfernung beider Sterne von der Erde mit in Anschlag bringt, so ergiebt sich, dass ε in Wirklichkeit mehr als 40 mal soviel Licht aussendet als Sirius. Die Sterne des grossen Bären werden hiernach als sehr grosse und überaus lichtstarke Sonnen zu betrachten sein.

Bestimmung von 250 Fixsternparallaxen. Prof. J. C. Kapteyn hat die Ergebnisse einer Arbeit veröffentlicht[1]), welche die praktische Prüfung eines von ihm schon 1889 gemachten Vorschlages zur Bestimmung von Parallaxen im grossen enthält. Diese Methode beruht in Kürze auf der Vergleichung photographischer Fixsternaufnahmen. Die Ausführung des Vorschlages ist von Prof. A. Donner in Helsingfors gemacht worden, und zwar durch drei Aufnahmen der Himmelsregion in der Nähe der Wolf-Rayet'schen Sterne. Die Aufnahmen geschahen mit dem nämlichen Fernrohre, mit dem die Platten für die photographische Himmelskarte erhalten werden, an deren Herstellung sich die Sternwarte Helsingfors beteiligt. Die Platten sind quadratisch, mit einer Seitenlänge von zwei Grad. Von jedem Sterne sind zwölf Bilder auf jeder der drei Platten aufgenommen; drei davon gehören zum ersten, sechs zum zweiten und wieder drei zum letzten Minimum der parallaktischen Verschiebung, welche die Sterne entsprechend der Stellung der Erde in ihrer Bahn zeigen müssen. Die bisherigen Aufnahmen tragen nur einen orientierenden Charakter, weshalb auch Sterne ziemlich nahe am Rande der Platten noch mitgenommen sind. Die meisten Sterne sind in der Bonner Durchmusterung enthalten. Die Werte für die Parallaxen wurden meist für jede der drei Platten abgeleitet und aus der Vergleichung gefunden, dass der wahrscheinliche Fehler in den meisten Fällen unter 0.02″ bleibt. Auch die Parallaxen von 61_1 und 61_2 Cygni sind auf diesem Wege bestimmt worden. Für diese wurde aus fünf

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3475.

Platten (mit vier Bildern jedes Sternes) und bezogen auf zehn Vergleichsterne gefunden:

$$61_1 \text{ Cygni } \pi = 0.30'' \pm 0.031''$$
$$61_2 \text{ Cygni } \pi = 0.36'' \pm 0.036''.$$

Wegen der von Dr. Wilsing entdeckten periodischen Bewegung des ersten Sternes ist nur das letzte Resultat als wirkliche Bestimmung für die Parallaxe des Systems zu betrachten. Wir geben hier nur ein Verzeichnis derjenigen unter den 250 Sternen, bei denen sämtliche drei Platten übereinstimmend einen positiven Wert der Parallaxe ergaben und dieser 0.02″ übersteigt. In dem vorstehenden Verzeichnisse ist in der ersten Kolumne die Nummer des Sternes in der Bonner Durchmusterung gegeben, in der zweiten die scheinbare Helligkeit nach derselben Quelle, dann Rektaszension und Deklination für 1855 und endlich der Mittelwert der drei Platten für die Parallaxe.

Gegend der Wolf-Rayet'schen Sterne.

Nr.	Grösse	Rektaszension	Deklination	Parallaxe
3972	8.6	20h 2m 0s	+ 35° 28.5′	0.11″
3883	7.1	2 3	36 8.8	0.18
3977	9.1	2 29	35 26.5	0.05
3892	8.3	2 48	36 14.8	0.08
3985	8.0	3 21	35 43.3	0.07
3987	8.3	3 25	35 5.1	0.05
—	—	3 27	36 17.7	0.04
3903	9.5	3 47	36 31.5	0.04
3997	9.4	4 11	35 19.4	0.05
4003	9.2	4 57	35 26.0	0.10
—	—	5 13	35 26.6	0.06
3923	9.1	5 37	36 16.0	0.07
—	—	5 46	35 45.7	0.08
3926	8.5	5 58	36 26.5	0.03
4013	8.0	6 27	35 45.7	0.03
—	—	6 32	35 5.3	0.03
—	—	7 1	35 35.0	0.03
3933	8.2	7 20	36 13.0	0.07
—	—	7 43	36 8.0	0.06
4023	7.3	7 51	35 9.7	0.06
3949	7.0	8 39	36 10.0	0.07
3955	5.4	9 7	36 22.0	0.08
3956	8.0	9 7	36 13.4	0.09
3959	7.0	20 9 14	+ 36 18.9	0.10

Grösste bis jetzt bekannte Eigenbewegung eines Fixsternes. Wie J. C. Kapteyn mitteilt[1]), hat der Stern 5^h 243 der Cordoba-Zone nach den Arbeiten der Kap-Astronomen und den eigenen des obengenannten Astronomen eine jährliche Eigenbewegung

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3464.

von 8.7″. Es ist die stärkste Eigenbewegung, welche bis jetzt bei einem Fixsterne gefunden wurde. Der Stern ist 8. bis 9. Grösse und orangegelb. Sein Ort am Himmel (für 1897, 1881) ist: Rektaszension $5^h\ 6^m\ 56.0^s$, Deklination — 45° 0′ 31.8″.

Die Bewegung von Fixsternen in der Gesichtslinie zur Erde ist während des Jahres 1897 auf der Sternwarte zu Cambridge in England untersucht worden[1]). Es wurde dabei das Bruce-Spektroskop an einem 25zölligen Refraktor benutzt und der Apparat vorher sorgfältig untersucht, um alle systematischen Fehler zu vermeiden. Nach dem Berichte von H. F. Newall sind folgendes die erhaltenen Resultate, denen die Bestimmungen von Vogel und Scheiner an denselben Sternen in Klammern beigefügt sind. Die Messungen in Cambridge geschahen an Spektrallinien mit den Wellenlängen 4261, 4272, 4308, 4326, 4370, 4384, 4405, 4415, und zwar wurden die Messungen mindestens an drei, meist an vier, ausnahmsweise auch an fünf und sechs Linien ausgeführt. Das Zeichen + bedeutet, dass der Stern sich entfernt, —, dass er sich der Sonne nähert, die Geschwindigkeiten sind in Kilometern pro Sekunde angegeben:

α Tauri: + 49.2 (Vogel + 47.6, Scheiner + 49.4).
α Orionis: + 10.6 (Vogel + 15.6, Scheiner + 18.8).
α Canis minoris: — 4.2 (Vogel — 7.9, Scheiner — 10.5).
β Geminorum: — 0.7 (Vogel — 1.9, Scheiner — 0.4).
γ Leonis (die hellere Komponente des Doppelsternes): — 39.9 (Vogel — 36.5, Scheiner — 40.5).
α Bootis: — 6.4 (Vogel — 7.0, Scheiner — 8.3).

Über diesen Stern liegen auch Messungen von Belopolsky vor, welche — 5.7, und von Keeler, welche — 6.8 ergaben.

α Geminorum. Von diesem Doppelsterne wurden zwei ausgezeichnete Photographien der Spektra beider Komponenten erhalten für die relative Bewegung des Begleiters gegen den Hauptstern:

4. November 1896: $13^h\ 35^m$ bis $15^h\ 9^m$: — 42.3.
5. November 1896: $11^h\ 47^m$ bis $13^h\ 14^m$: + 30.8.

Belopolsky hat gefunden, dass der Begleiter von α Geminorum selbst ein Doppelstern ist, der jedoch nur spektroskopisch als solcher erkennbar bleibt, und dessen Umlaufsdauer 2.91 Tage beträgt, während die relative Geschwindigkeit gegen den Hauptstern zwischen + 35 und — 45 *km* wechselt. Die Beobachtungen zu Cambridge bestätigen diejenigen von Belopolsky im allgemeinen durchaus, doch folgt aus ihnen eine ein wenig verschiedene Umlaufsdauer des Begleiters. Wir haben also in dem Sterne Kastor oder α Geminorum einen Doppelstern vor uns, bei welchem der Hauptstern in einem

[1]) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 57. Nr. 8. p. 567.

Zeitraume von etwa 1000 Jahren einmal von seinem Begleiter umkreist wird, während dieser Begleiter selbst einen Trabanten besitzt, der in weniger als drei Tagen ihn umkreist.

Die Bahn des Procyon ist von Dr. See berechnet worden[1]), und ebenso hat derselbe die relative Bahn von Schaeberle's Begleiter desselben bestimmt. Hiernach hat man:

	Bahn des Procyon	relative Bahn des Begleiters
Umlaufsdauer	40 Jahre	40 Jahre
Zeit des Periastrums . .	1891.0	1891.0
Exzentrizität	0.45″	0.45″
halbe grosse Achse . . .	0.94″	5.84″
äusserer Knoten	108.3°	108.3°

Unter Annahme der gegenwärtigen Distanz von 4.80″ ergiebt sich für beide Sterne das Verhältnis ihrer Massen wie 1:5, und unter Annahme von Elkin's Parallaxe ($\pi = 0.266''$) ist die halbe grosse Achse der Bahn des Procyon = 3.534 Erdbahnhalbmesser, die des Begleiters = 21.2, die Gesamtmasse beider = 5.955 Sonnenmasse, so dass der Begleiter also fast genau die Masse unserer Sonne besitzt.

Der Doppelstern β 883 hat nach J. J. See die kürzeste Umlaufszeit unter allen optisch getrennten Doppelsternen. Der Begleiter läuft um seinen Hauptstern in nur $5^1/_2$ Jahren, während bei den sonst bekannten Doppelsternen mit kürzester Periode ($\varkappa$ Pegasi und δ Equulis) die Umlaufszeit $1^1/_2$ Jahre beträgt[2]).

Die Doppelsternsysteme γ Virginis und γ Leonis sind von Dr. Belopolsky am 30zölligen Refraktor zu Pulkowo spektrographisch auf ihre Eigenbewegungen in der Gesichtslinie zur Erde hin untersucht worden[3]).

Was γ Virginis anbelangt, so sind die Spektrogramme wegen der niedrigen Lage des Sternes in Pulkowo grösstenteils nicht besonders gelungen. Die Spektra gehören zu der I. Klasse, und zwar zu derselben Abteilung wie Sirius; dies hätte den Messungen der Geschwindigkeiten grösseres Gewicht geben können. Der schlechten Bilder wegen sind aber die vielen Eisenlinien matt und verwaschen, so dass der wahrscheinliche Fehler beträchtlich grösser erscheint, als es zu erwarten war. Ein weiterer störender Umstand bestand darin, dass man die Komponenten während der Exposition leicht im Spalte verwechseln konnte, da die Mikrometerbewegung des Refraktors für

---

1) Astronomical Journal Nr. 440.
2) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 57. p. 570.
3) Astron. Nachr. Nr. 3560.

den vorhandenen Zweck sich als zu grob erwies. Erst vor kurzem wurde am Tubus des 30-Zöllers ein 5-zölliges Objektiv mit 13.3 *m* Fokallänge angebracht, wodurch das Festhalten der Sterne auf dem Spalte ganz sicher geworden ist.

Die beiden Komponenten haben fast identische Spektra, nur das violette Ende des Spektrums der südlichen Komponente ist bestimmt heller als bei der nördlichen. Im Gegensatze hierzu ist das F-Ende der nördlichen Komponente bestimmt heller als das entsprechende Ende der südlichen Komponente.

Wie gesagt, sind die erhaltenen Spektrogramme der Sterne nicht besonders gut gelungen; deshalb muss man die gegenwärtigen Resultate nur als einen Versuch solcher Untersuchungen ansehen.

In folgender Tabelle sind die Resultate der Messungen gegeben, welche H. Belopolsky und H. Morin unabhängig voneinander angestellt haben:

γ Virginis, nördliche Komponente.

M. Z. Pulkowo	Belopolsky geogr. Meilen	Morin geogr. Meilen	Mittel relativ zur Sonne geogr. Meilen
19. April 1896 . . .	— 2.08	— 1.99	— 3.46
20. » 1896 . . .	— 2.30	— 1.71	— 3.49
22. » 1896 . . .	— 1.80	— 1.83	— 3.42
2. » 1897 . . .	— 1.59	— 2.15	— 2.14
6. » 1897 . . .	— 2.03	— 1.44	— 2.41
9. » 1897 . . .	— 2.50	— 2.29	— 3.14
13. » 1897 . . .	— 2.94	— 0.97	— 2.97
15. » 1897 . . .	— 1.65	— 0.82	— 2.38

γ Virginis, südliche Komponente.

M. Z. Pulkowo	Belopolsky geogr. Meilen	Morin geogr. Meilen	Mittel relativ zur Sonne geogr. Meilen
7. April 1896 . . .	— 4.17	— 1.99	— 3.70
6. » 1897 . . .	— 1.36	— 2.36	— 2.53
9. » 1897 . . .	— 1.15	— 2.35	— 2.49
13. » 1897 . . .	— 1.29	— 3.50	— 3.41
15. » 1897 . . .	— 1.50	— 0.88	— 2.33
16. » 1897 . . .	— 0.06	—	— 1.27
22. » 1897 . . .	— 1.65	—	— 3.23
23. » 1897 . . .	— 1.46	— 0.88	— 2.81
26. » 1897 . . .	— 1.09	— 0.03	— 2.47
28. » 1897 . . .	+ 1.23	— 0.09	— 2.51
30. » 1897 . . .	— 0.03	—	— 2.09
2. Mai 1898 . . .	— 0.79	—	— 2.94

Wir erhalten folgende Mittel für die Geschwindigkeiten im Visionsradius der beiden Komponenten (die Umlaufszeit beträgt 180 Jahre) relativ zur Sonne:

γ Virginis, nördl. Komp. . . . . — 2.926 geogr. M. pro Sek.
» südl. » . . . . — 2.648 » » » »

Hieraus folgt die relative Geschwindigkeit der nördlichen gegen die südliche Komponente = — 0.278 geogr. Meilen pro Sekunde mit einem wahrscheinlichen Fehler etwas grösser als ± 0.1 geogr. M.

Unter Benutzung der Rechnungen von Doberck ergiebt sich hieraus, für die halbe grosse Achse der Bahn, welche der eine um den andern Stern im Systeme γ Virginis beschreibt, 79.4 Halbmesser der Erdbahn, und die Gesamtmasse beider Sterne = 15 Sonnenmassen, die Parallaxe = 0.051″ oder 80 Billionen Meilen. Naturgemäss sind diese Werte mit grossen Unsicherheiten behaftet, so dass der Halbmesser der Bahn zwischen 80 und 105 Erdbahnradien, die Parallaxe zwischen 0.035″ und 0.055″ und die Masse zwischen 15 und 35 Sonnenmassen schwankt; allein auch in diesen Grenzen ist das Ergebnis höchst interessant.

Der Doppelstern γ Leonis besteht aus zwei Komponenten 2.0 und 3.5 Grösse, die 3.3″ voneinander stehen. Die Umlaufszeit in diesem Systeme ist von Doberck auf 402.62 Jahre berechnet worden, die halbe grosse Achse der Bahn zu 2.00″. Die Geschwindigkeit des hellern Sternes in der Richtung der Gesichtslinie zur Erde wurde schon vor einigen Jahren von Vogel und Scheiner bestimmt; Belopolsky hat nunmehr auch die Geschwindigkeit des Begleiters festgestellt.

Grösstenteils waren die Bilder ziemlich gut. Die Expositionszeit dauerte bei γ' Leonis (hellere Komponente) 20—30 Minuten und bei γ'' Leonis 60 Minuten.

Die folgende Tabelle enthält die erhaltenen Geschwindigkeiten in der Gesichtslinie zur Erde von γ' Leonis 2.0 Grösse:

M. Z. Pulkowo	Geschwindigkeit relativ zur Erde geogr. Meilen	Geschwindigkeit relativ zur Sonne geogr. Meilen
8. März 1896	— 3.93	— 5.27
21. Februar 1898	— 5.73	— 6.01
15. März 1898	— 3 55	— 5.30
16. » 1898	— 3 42	— 5.23
25. » 1898	— 2.56	— 4.88
26. » 1898	— 3.63	— 6.00
27. » 1898	— 2.99	— 5.42
28. » 1898	— 2.77	— 5.25
1. Mai 1898	— 1.87	— 5.60

Die Bestimmungen von Vogel und Scheiner sind:

	V. geogr. Meilen	S. geogr. Meilen
3. April 1889 M. Z. Potsd.	— 4.84	— 5.90
4. » 1890 »	— 4.99	— 5.02
Mittel aus d. Pulk. Bestimmungen		= — 5.44
» » » Potsd. »		= — 5.19
Im Mittel für γ' Leonis die Geschw. im V. R.		= — 5.32

Für γ'' Leonis 3.5 Grösse erhielt Belopolsky folgende Geschwindigkeiten:

M. Z. Pulkowo	Geschwindigkeit relativ zur Erde geogr. Meilen	Geschwindigkeit relativ zur Sonne geogr. Meilen
15. März 1898	— 3.01	— 4.76
16. » 1898	— 3.69	— 5.50
17. » 1898	— 3.83	— 5.70
25. » 1898	— 2.06	— 4.38
26. » 1898	— 2.45	— 4.82
27. » 1898	— 3.12	— 5.54
28. » 1898	— 2.21	— 4.79
6. April 1898	— 1.68	— 4.60
11. » 1898	— 1.74	— 4.88
13. » 1898	— 2 27	— 5.48
14. » 1898	— 1.50	— 4.75
23. » 1898	— 1.04	— 4.59
25. » 1898	— 2.14	— 5.74
28. » 1898	— 1.90	— 5.57
29. » 1898	— 1.28	— 5.98
1. Mai 1898	— 0.64	— 4 38

Daraus erhält man im Mittel die Geschwindigkeit in der Gesichtslinie zur Erde für γ'' Leonis = — 5.03 geogr. Meilen.

Die relative Geschwindigkeit der beiden Komponenten wird = + 0.29 geogr. Meilen ± 0.096, wenn die hellere Komponente als Zentralkörper angenommen wird.

Aus den Bahnelementen von Doberck ergiebt sich als halbe grosse Achse der Bahn 102 Erdbahnradien, Gesamtmasse 6.5 Sonnenmassen, Parallaxe 0.0197″ oder fast 206 Billionen Meilen. Diese Grössen sind aber erheblicher Unsicherheit unterworfen; selbst wenn die Bahnelemente absolut richtig wären, so würden die wahrscheinlichen Fehler in den ermittelten Geschwindigkeiten noch eine Unsicherheit der halben Achse der Bahn zwischen 80 und 103 Erdbahnradien, der Masse zwischen 3 und 15 Sonnenmassen und der Parallaxe zwischen 0.015″ und 0.025″ übrig lassen. Nichtsdestoweniger dürfen diese Ergebnisse hohes Interesse in Anspruch nehmen, denn sie zeigen, dass der beschrittene Weg sehr aussichtsvoll ist, um die Distanz von Fixsternen zu bestimmen, die so weit entfernt sind, dass eine direkte Messung ihrer Parallaxe wohl für immer unmöglich bleiben wird.

Neue Untersuchungen über Fixsternspektra veröffentlichte W. Huggins[1]). Es ist ihm gelungen, bei mehrern Doppelsternen die Spektra ihrer beiden Komponenten gesondert zu photographieren. Der Doppelstern 12 in den Jagdhunden zeigt in beiden Komponenten das Spektrum der weissen, heissesten und, wie man annimmt, jüngsten Sterne. Bei γ im Löwen zeigen beide Sterne übereinstimmend ein Spektrum, wie dasjenige unserer Sonne. Bei β im

[1]) Compt. rend. **125.** p. **512.**

Schwane, wo der Hauptstern dritter Grösse und goldgelb, der Begleiter fünfter Grösse und blau ist, sind die Spektra sehr verschieden. Der Begleiter zeigt das Spektrum der weissen Sterne, also der heissern und jüngern, während der Hauptstern ein dem Sonnenspektrum ähnliches zeigt. Aus den spektroskopischen Aufnahmen des Orionnebels und der vier Sterne des Trapezes, welche Huggins 1889 gemacht hat, schloss er damals auf einen physischen Konnex zwischen dem Nebel und diesen Sternen. Mit Hilfe seines vervollkommneten Apparates hat er in den Jahren 1893—1897 die Spektra der drei Hauptsterne des Trapezes mit allen ihren Linien gesondert zu photographieren vermocht. Die Sterne sind in ihren Spektren reich an hellen und dunkeln Linien, dabei zeigen sie aber noch eine ganz unerwartete Eigentümlichkeit, die hauptsächlichen, breiten hellen Linien sind nämlich überlagert von schmalen dunkeln Linien. Diese Übereinanderlagerung ist nicht immer symmetrisch, im Gegenteil liegt die helle Linie meist etwas seitwärts von der dunkeln. Vor allem zeigt sich die Asymmetrie bei den Wasserstofflinien von Hβ bis Hπ. Diese Anordnung, sagt W. Huggins, erinnert an die wohlbekannten Erscheinungen im Spektrum des Veränderlichen β in der Leyer, auch zeigt die Vergleichung der relativen Lagen der korrespondierenden hellen und dunkeln Linien gegeneinander gemäss den Aufnahmen in den Jahren 1894—1897 Veränderungen derselben, doch hält Huggins dafür, dass es noch zu früh sei, eine Erklärung dieser Erscheinung zu geben.

Neue spektroskopische Doppelsterne. Bei der Untersuchung der Photographien, die zu Arequipa aufgenommen sind, fand Mrs. Fleming, dass der Stern AGC 20263 (β Lupi) ein spektroskopischer Doppelstern ist. Die Umlaufsdauer konnte noch nicht bestimmt werden, indessen werden zu diesem Zwecke fernere photographische Aufnahmen gemacht. Messungen auf den Photographien der beiden spektroskopischen Doppelsterne μ^1 Scorpii und AGC 10534 zeigen, dass die relativen Geschwindigkeiten der Komponenten, resp. 460 und 610 *km* sind. Diese Geschwindigkeiten sind also beträchtlich grösser als bei ζ ursae β Aurigae[1]).

Das Spektrum des Veränderlichen λ Tauri ist von A. Belopolsky am 30-Zöller zu Pulkowo photographisch aufgenommen worden[2]). Es fand sich, dass mehrere Linien zeitweise doppelt erscheinen, woraus folgt, dass auch dieser Veränderliche ein spektroskopischer Doppelstern ist Es scheint, dass die Komponente der Hγ-Linie, welche (am 12. und 22. November 1897) kleine negative Verschiebungen gezeigt hat, dem zentralen Körper angehört. Die schwache Linie $\lambda = 441.9$ scheint einer Komponente von kleinerer

[1]) Harvard Observatory Circular Nr. 21.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3474.

Masse anzugehören. Erstere zeigte relativ zur Sonne folgende Geschwindigkeiten in der Sekunde:

6. November	1897	. . . . . .	— 1.23	geogr. Meilen
12. »	1897	. . . . . .	— 1.10	» »
22. »	1897	. . . . . .	— 0.58	» »

Die zweite Komponente ergiebt:

12. November	1897	. . . . . .	— 10.55	geogr. Meilen
22. »	1897	. . . . . .	+ 11.80	» »

Neue Untersuchungen über das Spektrum von β Lyrae hat Dr. Belopolsky ausgeführt[1]). Schon 1892 hatte er nachgewiesen, dass fast alle Linien dieses Spektrums, die in der Region zwischen D und Hγ liegen, Veränderungen, entsprechend dem Lichtwechsel dieses Sternes, zeigen. Indessen war es nicht möglich, das wahre Aussehen der hellen und dunkeln Linien zu ermitteln, weil diese sich fast immer aufeinander projizieren.

Die dunkle Magnesiumlinie, deren Wellenlänge $\lambda = 4482$ ist, scheint die einzige zu sein, die ihre Gestalt nicht ändert; ihre Wellenlänge wurde genau bestimmt, allein da sie sich am äussersten Ende des Spektrums befindet und wegen Mangel an passenden Vergleichslinien, konnte Belopolsky aus jener Bestimmung keine weitern Folgerungen ziehen. Erst nachdem er im Sommer 1897 in den Besitz mächtigerer spektrographischer Apparate gelangt war, welche ihm gestatten, Spektra von Sternen 4.5 Grösse bei nur einstündiger Exponierung zu erhalten, konnte er dazu übergehen, eine neue Reihe von Spektrogrammen des Veränderlichen β in der Leyer mit Eisenlinien behufs Vergleichung aufzunehmen. In der Zeit vom 20. Juni bis 2. August wurden auf diese Weise 26 Aufnahmen des Spektrums erhalten, welche sich über alle Teile der Lichtkurve dieses Sternes verteilen. Die Lage der Linie 4482 wurde durch Messungen gegen die künstlichen Linien 4384, 4405, 4415 und 4529 festgelegt, resp. ihre Verschiebungen konstatiert. Belopolsky giebt eine Beschreibung des Aussehens der Linie 4482 und ihrer Umgebung, gemäss den einzelnen Spektrophotogrammen, aus der sich ergiebt, dass diese Linie ihr Aussehen wenig ändert, während die Linien Hγ und F grossen Veränderungen unterliegen. Ferner teilt er die Ergebnisse der Messungen über die Verschiebungen, welche jene Linie während der Periode des Lichtwechsels von β in der Leyer erleidet, mit und berechnet, welche Geschwindigkeiten in Kilometern diesen Verschiebungen entsprechen.

Vergleicht man diese Geschwindigkeiten mit dem Helligkeitswechsel, so findet sich, dass der Stern, nachdem er in der geringsten Helligkeit erscheint, sich mit zunehmender Geschwindigkeit uns nähert bis zum Momente seiner grössten Helligkeit; dann nimmt die Geschwindigkeit ab und wird um die Zeit des zweiten Lichtminimums

---

[1]) Astrophysical Journal 6. Nr. 4.

gleich Null, worauf er sich mit wachsender Geschwindigkeit bis zum zweiten Helligkeitsmaximum entfernt. Nach diesem nimmt die Geschwindigkeit abermals ab und wird im Hauptminimum wiederum Null. Diese Änderungen der Geschwindigkeit gleichzeitig mit denjenigen der Helligkeit finden ihre ungezwungene Erklärung in der Annahme, dass der Stern β in der Leyer ein überaus enger, im Fernrohre nicht mehr zu trennender Doppelstern ist, und dass beide Komponenten desselben sich für den Anblick von der Erde aus periodisch verdecken. Tritt der hellere Stern hinter den lichtschwächern, so zeigt sich der Stern β im kleinsten Lichte (Hauptminimum), steht der hellere Begleiter neben dem andern, so tritt das erste Lichtmaximum ein, steht er vor dem Begleiter, so sehen wir das zweite Lichtminimum, stehen beide Sterne darauf wieder nebeneinander, so haben wir das zweite Lichtmaximum. Dann tritt der hellere Stern wieder allmählich hinter den schwächern, wodurch die Helligkeitsabnahme bis zum Hauptminimum erfolgt, worauf der ganze Turnus des Lichtwechsels von neuem beginnt. Auf dem Wege der Rechnung findet Belopolsky, dass die Eigenbewegung des Systemes von β in der Leyer in der Gesichtslinie zur Sonne hin — 4.18 *km*, das Maximum der Geschwindigkeit in der Richtung auf die Sonne zu — 182.5, in der Richtung von der Sonne ab + 179.6 *km* beträgt. Ferner findet er für den Halbmesser der kreisförmig angenommenen Bahn 4318000 geogr. Meilen.

Die Spektrallinie F erscheint im Spektrum von β der Leyer hell, und Belopolsky hat bereits früher gefunden, dass sie ähnliche Veränderungen während des Lichtwechsels zeigt wie die dunkle Linie 4482. Allein während bei dieser nach dem Hauptminimum die Geschwindigkeiten negativ sind, d. h. der Stern sich in der Richtung auf uns zu bewegt, sind dieselben gleichzeitig bei der Linie F positiv, d. h. der Stern entfernt sich von uns. Daraus folgt, dass die dunkle Linie 4482 dem Spektrum des einen und die helle Linie F dem Spektrum des andern Sternes angehört. Ferner findet sich, dass beim Hauptminimum der Stern mit der dunkeln Linie verdeckt wird, beim zweiten Minimum dagegen der Stern mit der hellen Linie, letzterer ist also der weniger helle von den beiden Sternen, welche das System von β in der Leyer bilden.

Eine neue Klassifikation der Fixsternspektra. Die zahlreichen Photographien der Spektra von Fixsternen, welche die Sternwarte des Harvard-College in Cambridge aufnehmen liess und bewahrt, bieten ein überaus wertvolles Material zum Studium über Ähnlichkeit und Verschiedenheit der Fixsternspektra. Natürlich können sich dieselben nur auf den photographischen Teil des Spektrums beziehen, da die roten und gelben Regionen desselben wegen Armut an aktinischen Strahlen nicht mitreden. Bekanntlich besitzen wir bereits Klassifizierungen der Sternspektra, von denen diejenige Secchi's in vier Typen, diejenige von Prof. Pickering, sowie diejenige von

Prof. Vogel (letztere in drei Klassen mit Unterabteilungen) am bekanntesten sind. Diese besitzt ausserdem ein besonderes Interesse, weil sich in ihr der Entwickelungsgang der Fixsterne darstellt, sie mit andern Worten eine kosmogonische Bedeutung hat. Die Untersuchung der zahlreichen Photographien der Harvard-Sternwarte ist daher eine Aufgabe, welche nicht geringe Wichtigkeit besitzt, schon weil sie geeignet ist, möglicherweise Streiflichter auf die Genesis der Sternenwelt zu werfen. Miss Antonia C. Maury hat nun eine solche Untersuchung ausgeführt und nicht weniger als 4800 spektroskopische Aufnahmen von 681 hellern Fixsternen untersucht. Ihre Arbeit, welche im 28. Bande der Annalen des Harvard-College-Observatory erschien, ist ausserordentlich weitläufig, und Dr. Berberich hat sich daher ein besonderes Verdienst erworben dadurch, dass er die Hauptergebnisse dieser weitschichtigen Untersuchung in lichtvoller, übersichtlicher Weise zusammenstellte[1]). Wir entnehmen seiner Darstellung das Folgende:

Die Spektrallinien weisen eine grosse Mannigfaltigkeit sowohl hinsichtlich ihrer Breite wie auch in ihrer Intensität auf. Sehr häufig heben sich einzelne Linien trotz beträchtlicher Breite nur wenig vom leuchtenden Hintergrunde, dem kontinuierlichen Spektrum, ab. Andere Linien sind bei tiefer Schwärze sehr schmal. So können sich die Spektra, welche die nämlichen Linien zeigen, dadurch unterscheiden, dass diese Linien entweder breit und matt oder schmal und scharf sind. Miss Maury bildet deshalb Nebenklassen b und c im Vergleiche zu einer Normalklasse (Abteilung) a mit mittlerer Beschaffenheit der Spektrallinien.

Es sei daran erinnert, dass eine grosse Breite der Spektrallinien entweder von einer sehr starken Absorption in der Sternatmosphäre oder aber von einer raschen Rotation des Sternes verursacht sein kann. Matte Linien von grosser Breite sind nur in dem Falle zu erwarten, wenn die Schicht, welche das aus dem Sterninnern austretende Licht absorbiert, selbst noch eine hohe Temperatur besitzt. Die Nebenklasse oder Abteilung b sollte demnach vorzugsweise bei jenen Spektraltypen auftreten, die den am Anfange ihrer Entwickelung aus Nebeln stehenden Sternen zugehören. Diese Folgerung trifft auch in der That zu.

Wichtig für die Einteilung der Spektra in Klassen ist das Auftreten oder das Fehlen gewisser Gattungen von Spektrallinien. Man kann die Spektra einer Anzahl von Sternen so ordnen, dass die Linien einer Gattung von einem zum nächsten Spektrum beständig an Intensität abnehmen. Man findet dann Linien anderer Gattung, die ebenso regelmässig kräftiger werden und für das Spektrum am Ende der Reihe ebenso charakteristisch sind, wie die Linien der vorigen Gattung für das am Anfange stehende Spektrum.

Miss Maury stellt folgende Liniengattungen auf: Die »Orion-

---

[1]) Naturw. Rundschau 12. Nr. 46. p. 581 u. ff.

linien«, unter denen sich die Linien des neuentdeckten Cleveïtgases (Helium) befinden, die Linien des Wasserstoffes, die »Sonnenlinien«, die vorwiegend metallischen Ursprunges sind, und die Calciumlinien H und K. Nahezu sämtliche Sterne werden, je nachdem diese Linienarten in ihren Spektren vertreten sind, auf 20 Klassen verteilt, die den Secchi'schen Typen I, II und III entsprechen. Der IV. Typus nach Secchi's oder Vogel's Klasse III b wird als XXI., Pickering's V. Typus als XXII. Klasse aufgeführt; diese beiden Klassen sind in Miss Maury's Verzeichnis durch je vier Sterne vertreten. Bei 18 Sternen sind die Linien zweier sonst weit getrennten Spektralklassen vorhanden, eine Erscheinung, die durch die Annahme erklärt wird, dass diese Sterne enge Doppelsterne sind, deren Komponenten in verschiedener Entwickelungsstufe sich befinden. Endlich bleiben noch 14 Sterne übrig, die im allgemeinen den Charakter des »Oriontypus« zeigen, indessen noch helle Linien besitzen.

Die Art, wie die Intensitäten der obengenannten Liniengattungen von Klasse zu Klasse sich ändern, wird durch folgende Tabelle erläutert.

Relative Intensität der

Klasse	Orion-linien	Wasserstoff-linien	Sonnen-linien	Calcium-K-Linie
II	148	20	1	2
III	162	35	1	1
IV	151	45	2	3
V	51	90	3	4
VI	36	100	43	6
VII	5	100	99	8
VIII	1	95	164	13
IX	1	95	—	28
X	1	90	—	58
XI	1	60	—	83
XII	1	25	432	135
XIII	0	20	—	160
XIV	0	16	568	160
XV	0	9	712	200
XVI	0	7	—	200
XVII	0	7	—	200
XVIII	0	6	960	170

Zur I. Klasse gehören sieben Sterne, darunter δ Monocerotis ι und λ Orionis, alle mit matten, breiten Linien, also zur Abteilung b zählend. Als typische Sterne der II. Klasse werden ϵ und $\varkappa$ Orionis (Abteilung a) genannt, δ und ζ Orionis haben breite Linien (b). Gesamtzahl 16 Sterne. Klasse III enthält 19 Sterne, darunter β Canis majoris (a), β Scorpii (b), χ^2 Orionis (c), letzterer mit äusserst schmalen und scharfen Linien. Klasse IV und V sind durch alle Übergangsstadien miteinander verbunden; sie umfassen 50, bezw. 25 Sterne, die sich gleichförmig auf die Abteilungen a und b verteilen. Charakteristisch sind γ Orionis, η Ursae majoris, η Tauri (Alkyone) und δ Persei. Auch die (31) Sterne der VI. Klasse haben noch viele Eigenschaften gemeinsam mit den Sternen der vorigen

Klassen, die dem »Oriontypus« entsprechen; zu VI gehören β Persei (Algol), β Tauri (a), α Leonis (b), β Orionis (c).

Mit der VII. Klasse gelangen wir zu dem eigentlichen I. Spektraltypus oder Vogel's Klasse Ia, in der von den Orionlinien kaum noch Spuren vorhanden sind. Typische Sterne dieser Gruppe sind Sirius und Wega (a), ζ Aquilae (b) und η Leonis (c); im ganzen gehören hierher 45 Sterne (13a, 17b und 13 unbestimmt). In der XIII. Klasse beginnt die Abteilung a bedeutend c zu überwiegen, 23 gegen 17 Sterne; hier werden noch sieben Sterne mit ungewöhnlichen Spektren eingerechnet. Gesamtzahl 58. Typisch sind α Geminorum (a), γ Ursae majoris (b) und α Cygni (c). In der IX. Klasse besitzen neun Sterne, darunter δ Ursae majoris, breite (b), die übrigen 25, wie α Piscis austrini, mittelbreite Linien. Diese Klasse und ebenso die X. (19 Sterne, darunter β Trianguli und α Aquilae) und die XI. (29 Sterne, darunter typisch δ Aquilae, γ Bootis und γ Virginis) umfassen in zahlreichen Abstufungen die Übergangsstadien zum Sonnentypus, der durch die vielen Metalllinien charakterisiert ist. Die Spektralabteilung b mit matten Linien fehlt völlig.

Von den folgenden Klassen zählt die XII. 35, die XIII. 27, die XIV. 50, die XV. 118 und die XVI. 23 Sterne, die fast sämtlich zur Abteilung a gehören. Für die XII. Klasse gilt Procyon als Beispiel, in dessen Spektrum 310 Sonnenlinien zu unterscheiden waren, innerhalb des Raumes von Hβ bis Hη. Zur Abteilung c gehört ε Aurigae mit 150 schmalen Linien zwischen Hβ und Hζ. Ähnlich ist in Klasse XIII das Spektrum von δ Canis majoris und vom Polarsterne, wogegen χ Orionis schon nahe das Sonnenspektrum zeigt. Letzteres charakterisiert die XIV. Klasse, zu der z. B. noch Capella, η Bootis, α und β Aquarii gehören. Im Spektrum der Capella wurden zwischen Hβ und Hη 328 Sonnenlinien gefunden, ausserdem waren 147 Linien zu sehen zwischen D und Hβ auf Platten, die mit Erythrosin behandelt waren. Viele dieser Linien sind noch zusammengesetzt. Mit wenigen Ausnahmen stimmen die Linien in Breite und Intensität mit den Linien im Sonnenspektrum genau überein. Zur XV. Klasse gehören viele der hellern Sterne, wie α und δ Bootis, β Geminorum, α Ursae majoris, α Cassiopeiae, α Serpentis, α Arietis, δ Tauri. Bei α Bootis wurden nahezu 500 Linien gefunden. Im Violett macht sich bereits starke Absorption geltend, die bei verschiedenen Sternen von ungleichem Grade ist, wegen des Einflusses der Luftbeschaffenheit indessen nicht gut zur weitern Klassifizierung der Sterne benutzt werden kann. Eine wesentliche Zunahme dieser Absorption ist in der XVI., durch α Tauri charakterisierten Klasse zu erkennen. Die Sonnenlinien zeigen gleiche Beschaffenheit wie die bei α Bootis, dagegen ist die dreifache Magnesiumlinie b stärker geworden.

Das unterscheidende Merkmal der nächsten, XVII. Klasse besteht in dem Vorhandensein der gegen Violett scharf abgegrenzten Absorptionsbänder bei 476.2, 495.4 und 516.8 $\mu\mu$. Unter den

19 Sternen dieser Klasse befinden sich β Andromedae und α Ceti. In der XVIII. Klasse mit 20 Sternen, darunter α Orionis, η Geminorum, γ Scorpii, sind diese Bänder sehr stark; ausserdem ist ein viertes Band bei 544.5 deutlich sichtbar. Im Spektrum von α Orionis wurden zwischen D und Hβ 156 und zwischen Hβ und Hε 307 Linien gezählt, also zusammen 463 Linien, die zumeist Gruppen aus vielen Einzellinien sind. Für die XIX. Klasse ist der Veränderliche ρ Persei, für die XX. Mira Ceti typisch; diese Klassen enthalten nur zehn, bezw. vier Sterne. Die Absorption ist so stark, dass die Linien zu Bändern und Streifen verwachsen. Die letzte Klasse enthält helle Wasserstofflinien, und zwar Hγ bis Hι, oft auch noch die folgenden bis Hν. Nur Hβ ist nicht immer vorhanden. Die Umkehrung der Wasserstofflinien ist eine vollständige; dunkle Nebenlinien existieren nicht.

Die Sterne des IV. Typus (Vogel IIIb) in Klasse XXI, z. B. 19 Piscium, zeigen im photographischen Spektrum ein sehr breites Absorptionsband, das gegen Rot hin scharf und hell begrenzt ist; diese Bande befindet sich bei 486.2 (Hβ). Gegen Violett ist das Band verwaschen. Ein ähnliches Band liegt mitten zwischen diesem Bande und der Gegend von D. Eine starke Linie steht nahe bei D, ferner sind noch einige Linien in dieser Region sichtbar, konnten aber nicht identifiziert werden. Gleichfalls isoliert bleiben die Sterne des V. Typus als Klasse XXII.

Aus den Anmerkungen zu der Klassifikation der Sternspektra mögen noch einige interessante Fälle zitiert sein. Bei dem Sterne δ Scorpii wird Duplizität vermutet; das Spektrum zeigt die Eigentümlichkeiten der Klassen IIIa und IIb. Bei σ Herculis ist auf einigen Aufnahmen die K-Linie undeutlich verdoppelt; doch ist die Duplizität des Sternes nicht entschieden. Das Spektrum des Doppelsternes η Cassiopeiae hat ein eigentümlich verwaschenes Aussehen. Das Spektrum von 61 Cygni, dem bekannten Doppelsterne, das zur XVI. Klasse gerechnet ist, sieht aus, als ob es von einem schwachen Spektrum vom I. Typus überlagert sei. Die Mischung verschiedener Spektraleigenschaften ist sehr auffällig bei den Doppelsternen γ Andromedae, β Cygni, ε Bootis. Aber auch die nur als einfach bekannten Sterne ζ Aurigae, δ Sagittae, α Scorpii und andere scheinen Spektra zu besitzen, die aus dem I. und II. Typus, und zwar aus weit voneinander abstehenden Klassen, zusammengesetzt sind.

Katalog der Sterne des vierten Spektraltypus. T. E. Espin hat ein bis auf die neueste Zeit vervollständigtes Verzeichnis der Sterne des vierten Spektraltypus zusammengestellt[1]). Dasselbe folgt nachstehend. Die Autoritäten, auf deren Angaben hin die Sterne aufgenommen wurden, sind abgekürzt, und es bedeuten: Se, Secchi; Du, Dunér: d'A, d'Arrest; P, Pechüle: V, Vogel; Es, Espin.

---

[1]) Monthly Notices Royal Astr. Soc. 58. Nr. 8. p. 443.

Nr.	Bezeichnung des Sternes	R. A. (1900)	Dekl. (1900)	Grösse	Autorität
		h m	° ′		
1	+ 49°.41	0 12.3	+ 49 44	9.0	H.
2	+ 43°.53	14.6	+ 44 9	8.2	Se.
3	Es. 832	16.8	+ 58 36	9.9	Es.
4	+ 53°.66	19.1	+ 53 44	9.3	H.
5	+ 34°.56	22.2	+ 35 2	8.1	Du.
6	+ 63°.56	25.5	+ 63 19	9.3	Es.
7	W Cassiopeiae	49.0	+ 58 1	Var.	»
8	+ 62°.211	1 2.6	+ 62 27	9.5	»
9	+ 25°.205	10.6	+ 25 15	7.0	D'A.
10	R Sculptoris	22.4	— 33 3	Var.	H.
11	+ 59°.274	26.8	+ 60 8	9.0	Es.
12	Es. 230	27.1	+ 57 14	9.2	»
13	Es. 1076	37.7	+ 60 7	9.8	»
14	Es. 1181	37.8	+ 61 7	9.6	»
15	+ 53°.379	38.7	+ 53 28	9.4	H.
16	X Cassiopeiae	49.8	+ 58 46	Var.	Es.
17	Es. 1084	2 3.4	+ 63 9	9.7	»
18	+ 11°.305	9.6	+ 11 47	8.9	H.
19	+ 51°.575	19.8	+ 51 37	9.0	Es.
20	— 10°.513	30.2	— 9 53	8.0	H.
21	+ 38°.525	32.1	+ 38 44	9.4	Es.
22	+ 58°.501	32.3	+ 59 10	9.5	»
23	V Persei	43.3	+ 56 34	Var.	H.
24	+ 57°.647	43.6	+ 57 26	8.9	Du.
25	+ 57°.702	3 3.7	+ 57 31	7.9	H.
26	+ 47°.783	6.7	+ 47 27	9.0	Es.
27	+ 43°.726	20.9	+ 43 50	8.9	»
28	U Cameli	33.2	+ 62 19	Var.	Du.
29	+ 51°.762	34.1	+ 51 11	8.9	Es.
30	C.Z.C. 3^h.1404	46.7	— 43 50	8.5	H.
31	Es. 1111	51.3	+ 60 33	9.2	Es.
32	+ 61°.667	57 2	+ 61 31	7.5	»
33	+ 50°.920	4 3.9	+ 51 5	9.5	»
34	+ 50°.961	9.0	+ 50 22	9.5	»
35	+ 48°.1083	13.6	+ 48 56	9.5	»
36	T Cameli	30.4	+ 65 57	Var.	»
37	Es. 985	32.6	+ 41 23	9.2	»
38	+ 42°.1046	39.6	+ 42 29	9.5	»
39	+ 67°.350	40.8	+ 68 0	7.0	Se.
40	+ 34°.911	42.6	+ 34 49	8.8	Es.
41	C.G.C. 5429	43.8	— 36 23	7.6	H.
42	+ 28°.707	45.2	+ 28 21	8.1	Se.
43	+ 38°.955	45.8	+ 38 20	8.8	Es.
44	+ 22°.770	47.8	+ 22 37	9.2	»
45	R Leporis	55.0	— 14 57	Var.	D'A.
46	+ 50°.1112	55.6	+ 50 29	8.9	Es.
47	+ 0°.939	5 0.2	+ 1 2	6.0	Se.
48	+ 38°.1038	2.5	+ 38 54	9.5	Es.
49	+ 45°.1053	2.8	+ 46 2	9.5	»
50	— 5°.174	4.9	— 5 39	8.7	Du.
51	+ 35°.1046	12.5	+ 35 41	8.9	Es.
52	+ 32°.957	15.3	+ 32 25	9.3	»
53	S Aurigae	20.5	+ 34 4	Var.	Du.

N.	Bezeichnung des Sternes	R. A. (1900)	Dekl. (1900)	Grösse	Autorität
		h m	° '		
54	+ 7°.929	5 27.8	+ 7 4	8.2	Es.
55	S Camel.	30.2	+ 68 45	Var.	»
56	C. G. C. 6519	31.7	— 25 48	7.5	H.
57	+ 24°.898	32.4	+ 24 57	9.5	Es.
58	+ 17°.979	35.5	+ 17 29	8.0	H.
59	+ 24°.943	39.1	+ 24 23	8.5	Du.
60	+ 20°.1083	39.7	+ 20 39	7.7	»
61		40.4	— 46 30	$7\frac{1}{2}$	P.
62	+ 44°.1288	41.2	+ 44 48	9.2	Es.
63	+ 30°.1014	41.7	+ 30 35	8.5	»
64	+ 26°.1117	6 4.7	+ 26 2	7.4	D'A.
65	+ 27°.1024	7.3	+ 27 12	9.0	Se.
66	+ 29°.1177	13.2	+ 29 31	9.5	Es.
67	V Aurigae	16.3	+ 47 43	Var.	»
68	+ 3°.1214	17.1	+ 3 28	9.0	»
69	+ 25°.1250	17.8	+ 25 4	9.5	»
70	+ 14°.1283	19.8	+ 14 47	6.5	Se.
71	Es. 243	20.3	+ 19 8	Var.?	Es.
72	+ 38°.1539	29.7	+ 38 32	6.3	Se.
73	Es. 1142	33.3	+ 22 42	9.4	Es.
74	+ 31°.1388	35.7	+ 31 33	8.1	»
75	+ 3°.1381	39.4	+ 3 25	9.3	H.
76	Es. 63	42.4	+ 0 47	9.6	Es.
77	— 6°.1786	47.5	— 7 0	9.1	»
78	— 4°.1708	48.2	— 4 27	9.0	»
79	C. G. C. 8670	51.3	— 42 14	6.7	H.
80	+ 6°.1462	53.0	+ 6 18	8.0	Es.
81	Es. 1144	55.3	+ 68 19	10	»
82	— 3°.1685	56.0	— 3 7	7.7	»
83	— 7°.1742	7 2.1	— 7 24	8.3	»
84	— 11°.1805	3.4	— 11 46	7.6	Se.
85	+ 14°.1594	6.6	+ 14 53	9.0	Es.
86	+ 25°.1643	14.9	+ 25 10	9.2	»
87	— 3°.1873	18.1	— 4 2	9.2	H.
88	— 3°.1885	19.9	— 4 2	8.7	Es.
89	— 2°.2101	20.2	— 2 57	9.0	»
90	+ 24°.1686	25.8	+ 24 43	8.2	»
91	+ 2°.1715	31.3	+ 2 18	9.3	»
92	U Canis Min.	35.9	+ 8 37	Var.	V.
93	+ 5°.1797	43 4	+ 5 40	9.0	Es.
94	C. G. C. 10488	53.5	— 49 43	8	P.
95	— 12°.2289	57.5	— 12 44	10	H.
96	— 38°.4049	8 1.7	— 38 29	—	»
97	— 22°.2160	3.1	— 22 38	8.6	»
98	+ 3°.1958	14.9	+ 3 5	8 3	Es.
99	— 17°.2442	15.2	— 17 57	9.1	H.
100	C. G. C. 11890	42.4	— 29 21	7.9	»
101	+ 17°.1973	49.7	+ 17 37	6.5	D'A.
102	T Cancri	51.0	+ 20 14	Var.	Es.
103	+ 14°.2048	9 8.3	+ 14 37	8.8	H.
104		13.5	— 65 49	—	»
105	— 1°.2312	45.9	— 1 33	8.9	»
106	— 22°.2739	46.4	— 22 33	6.6	Se.

Nr.	Bezeichnung des Sternes	R. A. (1900)	Dekl. (1900)	Grösse	Autorität
		h m	° '		
107		9 51.3	— 41 7	7.5	P.
108	C. G. C. 13699	57.9	— 59 49	$7^{3}/_{4}$	»
109	C. G. C. 13896	10 7.5	— 34 50	$7^{1}/_{4}$	»
110	C. G. C. 14440	30.8	— 39 3	5.9	H.
111	U Hydrae	32.6	— 12 52	Var.	Se.
112	+ 68°.617	38.1	+ 67 56	6.2	Du.
113		42.5	— 65 5	—	H.
114	V Hydrae	46.8	— 20 43	Var.	Se.
115	+ 69°.644	56.5	+ 69 47	8.9	H.
116	C. Z. C. 11^{h}.129	11 2.9	— 54 35	9	»
117	C. Z. C. 11^{h}.742	11.2	— 57 23	9	»
118	— 13°.3407	30.7	— 14 2	8.5	»
119	C. G. C. 15946	35.0	— 72 0	8.5	»
120		55.3	— 54 33	—	»
121		12 9.4	— 50 58	—	»
122		19.3	— 48 51	—	»
123	+ 1°.2694	20.1	+ 1 19	8,1	Se.
124	— 37°.7905	24.0	— 37 42	8.8	H.
125	+ 46°.1817	40 4	+ 45 59	5.5	Se.
126	+ 66°.780	52.5	+ 66 32	7.3	»
127	+ 38°.2389	54.7	+ 38 21	8.6	H.
128	C. Z. C. 13^{h}.717	13 13.4	— 73 55	$8^{1}/_{2}$	»
129	C. G. C. 18157	15.5	— 63 42	8	»
130	C. Z. C. 13^{h}.1490	26.4	— 53 19	9.6	»
131	C. G. C. 18947	51.6	— 55 51	8	»
132	C. G. C. 19254	14 7.4	— 53 28	7.5	»
133	C. G. C. 19416	15.7	— 49 24	$8^{1}/_{2}$	»
134	C. G. C. 19745	29.5	— 42 56	8.5	»
135		52.2	— 53 0	—	»
136	C. G. C. 20554	15 4.8	— 69 42	6.2	»
137	C. G. C. 20937	21.9	— 24 49	7.6	»
138	V Coronae	45.9	+ 39 52	Var.	Du.
139	R R Herculis	16 1.5	+ 50 46	Var.	Es.
140		21.1	— 43 26	—	H.
141	V Ophiuchi	21.2	— 12 12	Var.	Du.
142		39.8	— 67 36	—	H.
143	C. G. C. 23005	54.3	— 54 55	$8^{1}/_{2}$	»
144		17 11.6	— 45 52	—	»
145	— 19°.4644	23.9	— 19 23	7.8	Du.
146	C. G. C. 23935	34.7	— 57 40	7.0	H.
147	— 18°.4634	39.1	— 18 37	8.5	Du.
148	C. Z. C. 17^{h}.2657	40.8	— 35 40	8 0	H.
149	T Draconis	54.9	+ 58 14	Var.	Es.
150	— 39°.12196	58.2	— 39 20	9.0	H.
151	+ 9°.3576	18 4.0	+ 9 26	9.4	»
152	— 19°.4907	7.8	— 19 16	9.5	Es.
153	Holden 150	7.9	— 19 7	—	»
154	— 13°.4918	12.7	— 13 29	9.2	»
155	— 15°.4923	13.6	— 15 39	9.0	H.
156	— 38°.12843	23.4	— 38 29	9.5	»
157	+ 4°.3779	26.4	+ 4 19	9.3	Es.
158	T Lyrae	28.9	+ 36 55	Var.	Se.
159	— 7°.4633	31.6	— 7 41	9.0	Es.

Nr.	Bezeichnung des Sternes	R. A. (1900)	Dekl. (1900)	Grösse	Autorität
		h m	° ′		
160	+ 32°.3160	18 33.6	+ 33 1	9.3	Es.
161	C. Z. C. 18h.1935	35.2	— 51 51	9	H.
162	+ 36°.3243	39.4	+ 36 52	7.5	Se.
163	— 8°.4726	44.9	— 8 1	7.1	Du.
164	+ 0°.4046	52.4	+ 0 19	9.2	Es.
165	+ 14°.3729	54.0	+ 14 14	9.0	Du.
166	+ 10°.3764	57.5	+ 10 6	9.5	Es.
167	V Aquilae	59.1	— 5 50	Var.	V.
168	C. G. C. 26129	59.7	— 38 17	8.3	H.
169	— 16°.5272	19 13.4	— 16 6	6.8	»
170	+ 10°.3857	13.8	+ 10 20	9.5	Es.
171	U Lyrae	16 6	+ 37 41	Var.	»
172	+ 76°.734	25.1	+ 76 22	6.5	Se.
173	+ 45°.2906	25.8	+ 45 50	8.6	Es.
174	— 16°.5360	28.6	— 16 35	7.2	Se.
175	+ 32°.3522	37.1	+ 32 23	8.0	Du.
176	— 18°.5480	40.6	— 18 24	9.1	H.
177	Es. 1021	42.9	+ 15 48	9.5	Es.
178	+ 85°.332	43.8	+ 85 9	9.2	H.
179	+ 24°.3902	46.3	+ 24 41	9.2	Es.
180	Es. 415	46.7	+ 14 45	9.8	»
181	+ 43°.3425	54.0	+ 43 59	8.2	Du.
182	— 7°.5141	55.7	— 7 39	9.8	H.
183	+ 9°.4369	56.3	+ 9 14	8.7	»
184	Es. 181	57.1	+ 30 33	9.5	Es.
185	+ 20°.4390	58.9	+ 20 48	9.4	»
186	+ 40°.4001	20 0.9	+ 40 9	9.5	»
187		5.1	+ 35 31	—	H.
188	+ 41°.3632	6.3	+ 41 12	Var.	Es.
189	+ 47°.3031	6.4	+ 47 33	Var.	Du.
190	R Y Cygni	6.6	+ 35 38	Var.	H.
191	Pickering Nr. 38	7.3	+ 35 48	(II)	»
192	R S Cygni	9.8	+ 38 28	Var.	Du.
193	— 21°.5672	11.2	— 21 37	Var.	Se.
194	Es. 1170	11.8	+ 36 47	11	Es.
195	Es. 900	12.4	+ 37 34	10	»
196	Es. 417	13.2	+ 49 38	Var.	»
197	Es. 902	13.3	+ 36 36	11.5	»
198	+ 37°.3876	14.8	+ 37 5	9.5	»
199	U Cygni	16.5	+ 47 34	Var.	Se.
200	+ 35°.4077	17.4	+ 35 18	9.5	Es.
201	+ 37°.3903	17.9	+ 37 13	9.4	»
202	R W Cygni	25.2	+ 39 39	Var.	»
203	— 12°.5755	26.2	— 12 13	9.2	H.
204	+ 40°.4210	27.4	+ 40 11	9.4	Es.
205	+ 68°.1140	36.1	+ 68 12	8.8	»
206	V Cygni	38.1	+ 47 47	Var.	V.
207	+ 45°.3271	43.5	+ 45 41	Var.	Es.
208	+ 32°.3954	45.2	+ 32 51	9.4	»
209	Es. 1172	21 6.5	+ 32 57	9.1	»
210	C. G. C. 29232	13.6	— 45 27	6.0	H.
211	Es. 923	14.4	+ 51 49	9.5	Es.
212	C. G. C. 29252	15.2	— 70 10	6.8	H.

Nr.	Bezeichnung des Sternes	R. A. (1900)	Dekl. (1900)	Grösse	Autorität
		h m	° ′		
213	+ 41°.4114	21 18.6	+ 41 58	9.5	Du.
214	+ 61°.2134	23.3	+ 62 8	8.8	Es.
215	+ 49°.3535	25.8	+ 49 53	9.4	»
216	+ 47°.3429	26.1	+ 48 7	9.5	»
217	S Cephei	36.5	+ 78 10	Var.	Du.
218		36.6	— 65 30	—	H.
219	+ 34°.4500	37.8	+ 35 3	6.2	D'A.
220	R V Cygni	39.1	+ 37 34	Var.	Se.
221	+ 53°.2693	40.7	+ 53 15	9.2	Es.
222	Es. 931	43.0	+ 52 5	9.5	»
223	+ 52°.3036	43.6	+ 52 13	9.3	»
224	+ 49°.3673	51.5	+ 50 1	9.1	Du.
225	C. G. C. 30526	22 16.6	— 46 27	6.7	H.
226	Es. 1046	24.8	+ 64 23	10	Es.
227	+ 60°.2432	40.4	+ 61 12	8.9	»
228	+ 54°.2863	43.6	+ 54 38	9.5	»
229	+ 45°.4121	57.2	+ 45 21	9.5	»
230	Es. 1048	23 6.0	+ 60 43	9.0	»
231	— 21°.6376	6.3	— 21 32	9	H.
232	+ 48°.4051	22.2	+ 48 58	9.3	Es.
233	+ 2°.4709	41.3	+ 2 56	6.2	Se.
234	+ 5°.5223	44.0	+ 5 50	8.7	H.
235	+ 60°.2634	48.0	+ 60 27	9.0	Es.
236	+ 59°.2810	56.2	+ 59 48	7.8	Du.
237	+ 42°.4827	59.5	+ 43 0	8·4	Es.

Spektroskopische Zusammensetzung einiger Sternhaufen. Dieselbe ist auf Grund der Aufnahmen der Harvard-Sternwarte in Cambridge von Prof. E. C. Pickering untersucht worden[1]). Werden die Sterne nach ihrer Klassifizierung in drei Spektraltypen unterschieden, so ergiebt sich für die folgenden Sterngruppen die nachstehende Zusammensetzung:

	Sterntypus I	II	III	Zahl der Sterne zusammen
Plejaden	59	32	—	91
Praesepe	28	61	1	90
Sterngruppe in Argo .	55	9	—	64
N. G.-K. Nr. 3525 . .	190	14	—	204
Haar der Berenice . .	18	97	2	117
N. G.-K. Nr. 6405 . .	68	21	2	91
N. G.-K. Nr. 6475 . .	269	75	—	344

Die meisten Sterne gehören also dem 1. Typus an, nur der Sternhaufen im Haare der Berenice und die Krippe im Krebse (Praesepe) besteht grösstenteils aus Sternen des 2. Spektraltypus.

Die photographische Durchmusterung des Himmels auf der Kap-Sternwarte. Vor mehr als zwölf Jahren wurde auf der

[1]) Annal. of the Harvard Coll. Obs. Part. II.

Kap-Sternwarte eine photographische Aufnahme des südlichen Himmels von D. Gill begonnen, welche zu den grossartigsten Unternehmungen der neuen Astronomie gehört und auch trotz der begonnenen internationalen photographischen Himmelskarte von höchstem Werte bleibt. Von diesem grossen Unternehmen ist jetzt der erste Band erschienen [1]).

»Eigenartig wie die photographische Durchmusterung an und für sich ist, erregt sie noch ein besonderes Interesse dadurch, dass die eigentliche Durchmusterungsarbeit nicht an der Kap-Sternwarte selbst ausgeführt worden ist, sondern an einem Orte der nördlichen Halbkugel, dass also Nord und Süd gemeinsam zur Vollendung des wichtigen Werkes beigetragen haben. Noch vor wenigen Jahrzehnten würde man es kaum für denkbar gehalten haben, dass ein Beobachter unter 53° nördl. Br. den ganzen südlichen Himmel durchmustern und dabei nicht nur die Positionen, sondern auch die Grössen aller Sterne ebenso sicher bestimmen würde, als wenn er sein Fernrohr direkt auf den Himmel zu richten vermöchte. Und dabei welche Ersparnis an Zeit, welcher Gewinn an Ruhe und Sicherheit! Es ist eine erstaunliche Leistung, dass in der Zeit von 1885 bis 1892 nicht nur die sämtlichen Aufnahmen für das Stück des südlichen Himmels vom Südpol bis — 19° Deklination auf der Kap-Sternwarte gemacht worden sind, sondern auch die zweimalige Durchmessung der Platten in Groningen erledigt werden konnte.

Uneingeschränkte Bewunderung gebührt der Begeisterung und rastlosen Energie, mit welcher Gill alle dem Zustandekommen der Arbeit entgegentretenden Hindernisse überwunden hat, vor allem aber dem unermüdlichen Fleisse des Groninger Gelehrten (Kapteyn), welchem der Löwenanteil an dem Werke zugefallen ist. Der peinlichen Sorgfalt des letztern bei der Ausmessung der Platten und bei der Reduktion der Messungen ist es in erster Linie zuzuschreiben, dass die Kapdurchmusterung von Anfang bis zu Ende den Eindruck der vollkommensten Zuverlässigkeit macht und mit Recht einen ebenbürtigen Platz neben den klassischen Werken der Bonner Durchmusterungen beanspruchen darf.

Bei der fundamentalen Bedeutung des Gill-Kapteyn'schen Unternehmens wird eine etwas eingehendere Besprechung des vorliegenden ersten Bandes gewiss gerechtfertigt erscheinen.

Über die Entstehung und allmähliche Ausbildung des Planes zu der photographischen Durchmusterung des südlichen Himmels giebt die Gill'sche Einleitung interessante Mitteilungen. Durch die günstigen Erfolge bei Versuchen, von dem im September 1882 auf der Kap-Sternwarte entdeckten Kometen Finlay photographische Aufnahmen mit einer Linse von nur $2^1/_2$ Zoll Öffnung und 11 Zoll Brennweite herzustellen, und durch die Wahrnehmung, dass auf diesen Aufnahmen eine unerwartet grosse Zahl von gut begrenzten Sternbildern zu erkennen war, wurde Gill zuerst auf den Gedanken gebracht, ähnliche, aber noch kräftigere photographische Hilfsmittel zur Anfertigung von Sternkarten in irgend einer passenden Skala und bis zu einer noch näher festzusetzenden Helligkeitsstufe hinab zu verwenden. Nachdem er im Jahre 1883 mit einem Dallmeyer'schen Objektiv von vier Zoll Öffnung und 83 Zoll Brennweite, im folgenden Jahre mit einem noch stärkern Objektive von sechs Zoll Öffnung und 54 Zoll Brennweite zahlreiche Vorversuche angestellt hatte, die ihn immer mehr von der Brauchbarkeit der photographischen Methode für Fixsternunter-

[1]) D. Gill and J. Kapteyn, The Cape Photographic Durchmusterung for the equinox 1875. Part I. Zones — 18° to — 37°. Annales of the Cape Observatory. 3. London 1896. Kritische Besprechung derselben von G. Müller in Vierteljahrsschrift d. Astr. Ges. 1898. 33. p. 192 ff., woraus oben der Text.

suchungen überzeugten, wandte er sich im September 1884 an die Royal Society in London mit dem Gesuche um Bewilligung einer Summe von £ 300, hauptsächlich zum Zwecke der Herstellung von Sternkarten durch direkte Aufnahmen am Himmel.

Das Gill'sche Gesuch wurde von der Royal Society genehmigt, und schon in der ersten Hälfte des Jahres 1885 konnte an der Kap-Sternwarte mit der systematischen Arbeit begonnen werden, die dann ohne Unterbrechung bis zur Vollendung fortgesetzt wurde. Für das Jahr 1886 wurde zur Fortführung des Werkes von der Royal Society die gleiche Summe wie im vergangenen Jahre bewilligt, dagegen wurde im November 1886 in der Royal Society der Beschluss gefasst, die Entscheidung über eine etwaige weitere Unterstützung des Gill'schen Unternehmens bis nach dem im Mai 1887 nach Paris einberufenen astrophotographischen Kongress aufzuschieben. Inzwischen hatte sich Kapteyn aus freien Stücken zur Ausmessung der Kapaufnahmen erboten, und dieses Anerbieten wurde von Gill mit grosser Freude acceptiert. Damit trat das Unternehmen in eine ganz neue Phase der Entwickelung, aus der dann allmählich nach mehrfachen Umarbeitungen das definitive Programm zur Herstellung einer Durchmusterung des südlichen Himmels im Anschlusse an die Bonner Sternverzeichnisse und nach dem Vorbilde derselben hervorging. Von höchstem Interesse sind die in der Einleitung abgedruckten Auszüge aus der zwischen Kapteyn und Gill über diese Angelegenheit geführten Korrespondenz; dieselben gewähren einen klaren Überblick über die Vorgeschichte des Unternehmens und werfen ein helles Licht auf die Begeisterung und Thatkraft der beiden Männer, deren segensreichem Zusammenwirken das fertige Werk zu verdanken ist.

Im Anfange des Jahres 1887 wurden die Zirkumpolarplatten (das Areal von -77^{0} bis -90^{0} Dekl. umfassend) an Kapteyn gesandt, von diesem mit einem in seinem Besitze befindlichen Messapparate ausgemessen und reduziert. Es zeigte sich sehr bald, dass bei der ausgezeichneten Schärfe der Sternbilder unter Benutzung eines vollkommenern Messapparates als desjenigen, welcher Kapteyn zur Verfügung stand, sehr wohl eine viel grössere Genauigkeit, und zwar bis zu 1″, erreicht werden könnte, und es wurde daher nach den Vorschlägen von Kapteyn und Gill ein detaillierter Entwurf für die Konstruktion eines neuen Messinstrumentes von Repsold ausgearbeitet. Eine Zeitlang wurde die Frage lebhaft erörtert, ob das Plattenmaterial für den übrigen Himmel mit diesem neu anzufertigenden Apparate ausgemessen, und durchweg eine Genauigkeit von 1″ in den Positionen angestrebt werden sollte, oder ob die ganze Durchmusterung in derselben Weise wie für die Zirkumpolargegend, also mit Anwendung des einfachern Kapteyn'schen Instrumentes und mit der Beschränkung auf die geringere Genauigkeit von etwa 0.′1, durchzuführen wäre. Jeder weitern Überlegung über diese Fragen machte die Entscheidung der Royal Society ein Ende, welche nach der vom internationalen astrophotographischen Kongress in Paris beschlossenen Herstellung eines Kataloges aller Sterne bis zur 11. Grösse die Fortführung des Gill'schen Unternehmens offenbar für überflüssig hielt und die Gewährung weiterer Geldmittel versagte. Dieser Beschluss war für Gill ein harter Schlag, da er dadurch gezwungen wurde, entweder das begonnene Werk ganz aufzugeben oder andere Hilfe in Anspruch zu nehmen. Dass er den Mut und die Energie hatte, unter so schwierigen Verhältnissen, zum Teil mit eigenen Geldopfern, die Arbeit fortzusetzen und zum glücklichen Ende zu führen, gereicht ihm zur höchsten Ehre und sichert ihm den Dank der astronomischen Welt. Mit richtigem Blicke hatte Gill erkannt, dass trotz des Pariser Kongressbeschlusses die Beendigung der Kapdurchmusterung keineswegs zwecklos sein würde. Er sah voraus, dass bei den mannigfachen Schwierigkeiten und Verzögerungen, die bei einem internationalen Unternehmen unvermeidlich sind, noch Jahrzehnte vergehen könnten, ehe der Katalog für den ganzen südlichen Himmel

in einer definitiven Form vorliegen würde, und dass die Kapdurchmusterung, selbst wenn sie nach Vollendung dieses Kataloges gänzlich entbehrlich sein sollte, doch lange genug ein unschätzbares Hilfsmittel für die Astronomen bleiben würde. Infolge der Zurückziehung der Geldunterstützung von seiten der Royal Society erwies es sich freilich als unumgänglich notwendig, von der Beschaffung des geplanten neuen Messapparates abzusehen und sich mit dem unvollkommenern Kapteyn'schen Instrumente zu begnügen. Auch war damit jede Hoffnung abgeschnitten, zur sichern Vergleichung mit der Schönfeld'schen Südlichen Durchmusterung die Arbeit noch weiter nach Norden hin, vielleicht bis zum Äquator, auszudehnen.

Die Aufnahmen für die definitive Durchmusterung begannen an der Kap-Sternwarte am 15. April 1885 und wurden im Dezember 1890 beendigt, mit Ausnahme von einigen Platten, welche später auf Ersuchen von Kapteyn zu Revisionszwecken nachgeliefert wurden. Sämtliche dem Werke zu Grunde liegenden Aufnahmen sind mit dem bereits erwähnten Dallmeyer'schen Objektive von 6 Zoll Öffnung und 54 Zoll Brennweite hergestellt worden.«

Spezielles besonders auch über die Bestimmung der photographischen Grössen der Sterne und deren Beziehungen zu den zu Grunde gelegten optischen Grössen findet sich in dem angegebenen Aufsatze von Prof. Müller.

Die photographische Aufnahme von Sternhaufen auf der argentinischen Nationalsternwarte zu Cordoba durch B. A. Gould. Diese wichtige Arbeit ist in einem grossen Werke nunmehr veröffentlicht[1]). Eine eingehende kritische Analyse desselben giebt G. Müller[2]), und dieser ist das Nachstehende entnommen:

»Von den mehr als 1200 photographischen Platten, welche im ganzen während der Zeit vom 28. Juli 1872 bis zum 28. November 1882 in Cordoba aufgenommen wurden, sind 1194 der Aufbewahrung für wert erachtet worden. Ein Verzeichnis dieser 1194 Platten mit Angabe des Datums, des aufgenommenen Objektes, der Expositionszeiten und der meteorologischen Daten ist in dem Werke mitgeteilt. Von den sämtlichen Aufnahmen bezieht sich nur etwa die Hälfte auf die Hauptaufgabe, die Gould ursprünglich ins Auge gefasst hatte, auf die Ausmessung der wichtigsten Sternhaufen am Südhimmel; die übrigen Platten enthalten teils Aufnahmen von weiten Doppelsternen, teils Aufnahmen von einigen wenigen südlichen Sternen, die behufs Bestimmung ihrer Parallaxe ausgewählt waren.

Es handelt sich hier nur um die Sternhaufenaufnahmen, von denen aber nur etwa die Hälfte, und zwar im ganzen 281 mit ungefähr 11200 verschiedenen Sternen, ausgemessen worden sind. Diese Messungen erstrecken sich auf 64 verschiedene Sternhaufen, die, mit Ausnahme der Plejaden und der Praesepe, sämtlich südliche Deklination haben. Zur Reduktion und endgültigen Bearbeitung sind aber schliesslich nur die Messungen von 37 Sternhaufen auf 177 Platten herangezogen worden.

Die Herstellung der Photographien war zu der Zeit, wo die Arbeit unternommen wurde, mit erheblich grössern Mühen verbunden, als es heute bei derartigen Untersuchungen der Fall ist, weil die Trockenplatten damals noch nicht bekannt waren, und daher in den ersten Jahren das nasse Kollodiumverfahren angewendet werden musste. Auch als die Bromgelatineplatten im Handel erschienen waren, konnte anfangs nur wenig Gebrauch von ihnen gemacht werden, weil sie in Südamerika selbst nicht zu erhalten waren, und der weite Transport von Nordamerika mit grossen Gefahren und Kosten verknüpft war. Erst in der letzten Zeit, als es

---

[1]) Gould, Cordoba Photographs. Lynn, Mass., 1897.

[2]) Vierteljahrsschrift der Astr. Ges. 1898. **33**. p. 51.

gelang, auf dem Observatorium in Cordoba selbst Trockenplatten herzustellen, konnten die Aufnahmen regelmässig auf diesem bequemern Wege erhalten werden.

Das gewöhnliche Verfahren bei den Aufnahmen der Sternhaufen bestand darin, die Platte zunächst ungefähr acht Minuten lang zu exponieren, dann mit Hilfe der Feinbewegung das Fernrohr eine kleine Strecke im Stundenwinkel, und zwar im Sinne der wachsenden Rektaszensionen, fortzubewegen und abermals etwa acht Minuten lang zu exponieren. Es wurden so zwei Bilder von jedem Sterne erhalten, und es war daher leicht, aus der Entfernung und gegenseitigen Lage dieser Bilder zufällige Fehler in der Platte von wirklichen Sterneindrücken zu unterscheiden. Nach der zweiten Exposition wurde das Uhrwerk durch eine Vorkehrung, die jede Erschütterung und Verstellung des Fernrohres unmöglich machte, ausgeschaltet, so dass nun infolge der täglichen Bewegung die hellern Sterne Striche auf der Platte einzeichneten. Nach einer bestimmten Zeit, vom Ende der zweiten Exposition an gerechnet, wurde endlich das Uhrwerk wieder eingeschaltet und nun noch eine dritte Exposition gemacht, die durchgängig beträchtlich kürzer als die beiden ersten und ungefähr so bemessen war, dass von dem als Zentrum des Sternhaufens gewählten Sterne noch ein deutlicher, gut messbarer Eindruck erhalten wurde.

Die Ausmessungen der Sternhaufen wurden mit zwei verschiedenen Messapparaten ausgeführt.

Die Ausmessungen an den Platten wurden fast ausnahmslos von Damen ausgeführt. Um einen ungefähren Begriff von der photographischen Helligkeit der einzelnen Sterne zu geben, sind bei der Ausmessung der Platten Notizen über den Charakter der Bilder, sowohl was Grösse derselben, als Intensität der Schwärzung, als Schärfe der Begrenzung u. s. w. anbelangt, gemacht worden, und diese Notizen sind für diejenigen Sterne auf jeder Platte, welche sich in der Uranometria Argentina oder in den Cordobaer Katalogen finden, mit den dort angegebenen Grössen verglichen. Auf Grund dieser Vergleichungen wurden dann allen übrigen Sternen Grössenbezeichnungen beigefügt. Es ist nicht ausdrücklich angegeben, ob bei der Auswahl der als Anhaltspunkte für die Grössenschätzungen dienenden Sterne auf die Farbe geachtet worden ist, oder ob sie ganz willkürlich herausgegriffen sind. Jedenfalls haben die Grössenangaben keinen sehr grossen Genauigkeitsgrad und dienen nur zur ungefähren Orientierung über die Helligkeitsverteilung innerhalb der untersuchten Sternhaufen.

Wie bereits erwähnt, beträgt die Anzahl der im vorliegenden Bande bearbeiteten Sternhaufen 37. Im umstehenden ist zur bequemen Übersicht ein Verzeichnis derselben mitgeteilt, und zwar mit Angabe der Benennung des benutzten Hauptzentralsterns, sowie dessen Rektaszension und Deklination für 1875, der Anzahl der verwerteten Platten und der Anzahl der berechneten Sterne.

Von besonderem Interesse sind natürlich die Ergebnisse der Messungen bei denjenigen Sternhaufen, die bereits früher von andern Beobachtern ganz oder teilweise ausgemessen sind. Die Vergleichung gestattet in diesen Fällen nicht nur ein Urteil über die Zuverlässigkeit der Bestimmungen, sondern ermöglicht auch eine Untersuchung über etwaige Eigenbewegungen in den betreffenden Systemen. Ausser den Plejaden und der Praesepe, sind es sieben Sternhaufen, von denen Gould Bestimmungen teils mit dem Heliometer, teils mit dem Fadenmikrometer, teils auch aus photographischen Aufnahmen aufgefunden und bearbeitet hat.

Bei den Plejaden giebt Gould für 47 Sterne eine interessante Zusammenstellung der bekanntesten bisherigen Ergebnisse. Es sind dabei die aus den Rutherfurd'schen Photographien 1866—1867 ebenfalls von Gould abgeleiteten Resultate (Memoirs of the National Academy, Vol. IV) verwertet, ferner die von Jacoby gleichfalls aus Rutherfurd'schen Aufnahmen in den Jahren 1872—1874 gewonnenen Angaben (Annals of the

Lauf. Nr.	Bezeichnung des Sternhaufens	Zentralstern	Rekt. 1875			Dekl. 1875			Zahl der Platten	Zahl der Sterne
			h	m	s	°	′	″		
1	Plejaden	Alcyone	3	40	3.4	+ 23	43	1	13	69
2	Praesepe	42 Cancri	8	33	32.5	+ 20	9	38	8	87
3	ϑ Orionis	G. C. 6478	5	29	8.1	— 5	28	26	11	90
4	Messier 41	» » 8383	6	40	45.1	— 20	37	23	4	144
5	o_1 Can. Maj. . . .	» » 8629	6	48	56.7	— 24	1	45	3	51
6	H. VIII, 38 . . .	» » 9778	7	30	19.1	— 14	13	3	4	32
7	*d* Puppis	» » 9925	7	35	3.1	— 38	1	19	5	38
8	*c* Puppis	» » 10113	7	40	48.2	— 37	39	58	6	92
9	γ Velorum	» » 10861	8	5	38.4	— 46	58	41	3	33
10	Δ 563 (Puppis) . .	» » 10884	8	6	24.7	— 36	55	18	3	86
11	Lacaille 3195 . . .	» » 10887	8	6	34.1	— 48	39	54	3	75
12	*r* Puppis	» » 10963	8	8	46.5	— 35	31	23	4	72
13	o Velorum	» » 11760	8	36	42.8	— 52	28	44	5	20
14	Piazza VIII, 187 . .	» » 11960	8	43	38.6	— 42	0	8	4	84
15	Δ 297 (Carina) . .	» » 13741	9	58	58.9	— 59	34	28	4	401
16	Brisbane 2967 . . .	» » 14135	10	15	51.9	— 58	55	13	4	273
17	Δ 386 (Vela) . . .	» » 14109	10	14	58.7	— 50	56	26	2	90
18	Lacaille 4310 . . .	» » 14285	10	22	16.8	— 56	58	13	3	227
19	Lacaille 4375 . . .	» » 14490	10	31	11.8	— 57	34	30	4	582
20	η Carinae	» » 14720	10	40	13.0	— 59	1	40	13	1497
21	ϑ Carinae	» » 14653	10	37	48.2	— 63	48	46	3	33
22	Brisbane 3346 . . .	» » 15098	10	56	35.2	— 60	53	25	4	347
23	*x* Carinae	—	11	0	36.0	— 57	59	16	4	692
24	*y* Carinae	G. C. 15356	11	7	14.6	— 59	38	16	4	395
25	Brisbane 3549 . . .	» » 15524	11	14	52.8	— 60	24	47	4	222
26	Δ 289 (Centaurus) .	» » 15877	11	31	14.1	— 60	35	30	6	479
27	λ Centauri	» » 15894	11	32	0.1	— 62	37	52	4	236
28	Δ 291 (Crux) . . .	» » 16494	11	58	42.5	— 60	28	57	3	232
29	ϰ Crucis	» » 17518	12	46	22.1	— 59	41	47	4	129
30	Δ 273 (Centaurus) .	» » 18679	13	37	53.6	— 62	16	53	3	167
31	Δ 360 (Norma) . .	» » 21912	16	3	14.2	— 54	2	2	4	261
32	Δ 362 (Norma) . .	» » 22031	16	8	31.0	— 57	35	17	4	124
33	Δ 514 (Scorpion) . .	—	16	16	30.7	— 40	21	4	3	78
34	Brisbane 5883 . . .	G. C. 22842	16	46	15.5	— 40	19	1	3	248
35	Messier 6	» » 23915	17	32	2.2	— 32	11	3	4	163
36	Messier 7	» » 24262	17	44	59.7	— 34	41	52	4	133
37	Sternhaufen im Sagittarius	» » 24916	18	10	8.6	— 18	30	19	10	1162

New-York Academy of Sciences, Vol. VI), ausserdem die von Becker in dem Katalog der Astronomischen Gesellschaft gegebenen Meridianpositionen und endlich die von Elkin aus Heliometermessungen bestimmten Koordinaten (Transactions of the Yale College Observatory, Vol. I). Alle diese Reihen sind mit den bekannten Bessel'schen Werten in der Weise verglichen, dass für jede derselben die Differenzen der Rektaszension und Deklination der einzelnen 47 Sterne gegen Alcyone gebildet und die Abweichungen dieser Werte von den entsprechenden Bessel'schen Rektaszensionen und Deklinationen berechnet wurden. Die Zusammenstellung lässt keine relativen Eigenbewegungen unter diesen Sternen erkennen; man kann aber ersehen, dass die Gould'schen neuern Messungen an Genauigkeit durchaus mit den übrigen Reihen konkurrieren können.

Für die Praesepe ist eine ähnliche interessante Tabelle gegeben, und zwar für die 45 in der Schur'schen Praesepeausmessung bearbeiteten Sterne. Relative Eigenbewegungen scheinen ebenfalls nicht angedeutet zu sein.

Bei dem Sternhaufen um ϑ Orionis sind die Vergleichungen für 90 Sterne ausgeführt mit den Messungen von J. Herschel am Kap aus den Jahren 1834—1837, von Liapunow in Kasan aus den Jahren 1847—1851 und von Bond aus den Jahren 1857—1864. Diese Vergleichungen haben Gould zur Auffindung einer Anzahl von Fehlern in den betreffenden Katalogen geführt.

Die übrigen sechs Sternhaufen, bei denen Gould seine Ergebnisse mit den Resultaten anderer Beobachter vergleichen konnte, sind in dem obigen Verzeichnisse die mit den Nummern 4, 20, 29, 35, 36 und 37 versehenen. Ausser den Messungen von J. Herschel sind dabei noch die Kataloge von Argelander (südliche Zonen), von Yarnall und Stone und (bei dem letzten Sternhaufen) der Münchener Katalog hinzugezogen.

Ob in einzelnen andern Sternhaufen, für die ältere Messungen nicht vorliegen, relative Eigenbewegungen stattfinden, lässt sich aus den Gould-schen Messungen allein nicht mit Sicherheit entscheiden, da dieselben sich über einen verhältnismässig zu kurzen Zeitraum erstrecken. In dieser Beziehung wird das Gould'sche Werk erst in Zukunft bei einer Neuvermessung dieser Sterngruppen seine Früchte bringen können. Was sich uns aber schon jetzt bei einer sorgfältigen Durchsicht des vorliegenden Bandes mit zwingender Überzeugung aufdrängt, ist die Erkenntnis, dass auf dem Gebiete der Sternhaufenvermessung die Photographie berufen ist, das wichtigste und vollkommenste Hilfsmittel des Astronomen zu sein. Durch kein anderes Verfahren lässt sich in verhältnismässig kurzer Zeit ein so reiches und, was noch viel mehr wert ist, ein in sich so homogenes Material beschaffen, und heutzutage wird wohl niemand mehr bezweifeln, dass auch die Genauigkeit der photographischen Resultate derjenigen direkter Messungen mindestens ebenbürtig ist. Wenn in dieser letztern Hinsicht die Gould'schen Resultate noch nicht das höchste repräsentieren, was erreicht werden kann, so darf nicht vergessen werden, dass zu der Zeit, wo die Cordobaer Aufnahmen gemacht wurden, die astronomische Photographie sich noch in dem ersten Entwickelungsstadium befand. Heute, wo die photographische Technik auf das höchste vervollkommnet worden ist, wo wir im Besitze eigens konstruierter photographischer Refraktoren mit Leitfernrohren sind, und wo uns ausgezeichnete Messapparate zu Gebote stehen, lässt sich eine viel grössere Genauigkeit als aus den Gould-schen Aufnahmen erzielen, wie unter anderem z. B. durch die bekannte Ausmessung des Sternhaufens im Herkules von Scheiner bewiesen ist.«

Der Veränderliche U im Pegasus. Die Feststellung der Art und Weise des Lichtwechsels dieses Sternes hat grosse Schwierigkeit verursacht. Chandler glaubte zuerst, es handle sich um einen Veränderlichen vom Algoltypus, dessen Periode 2.06 oder 2.07 Tage betrage. Darauf wurde der Stern von Yendell beobachtet, der die Veränderlichkeit bestätigte und ebenfalls einen Lichtwechsel, wie bei Algol, annahm, aber mit einer Periode von nur 0.69 Tage. Im Jahre 1895 kündigte Chandler an, dass die Periode des Lichtwechsels nur $5^h\,31^m\,9.0^s$ betrage, mit einem wahrscheinlichen Fehler vom Bruchteile einer Sekunde, sowie ferner, dass der Stern nicht zum Algoltypus gehöre, und dass die Zeit der Zu- und Abnahme des Lichtes gleich sei. Yendell stellte dagegen fest, dass die Zeit der Zunahme des Lichtes zwischen $1^h\,28^m$ und $3^h\,41^m$ variiere, während daraufhin Chandler veröffentlichte, die Dauer der Periode sei $5^h\,32.25^m$

und der Lichtwechsel erfolge regelmässig, die frühern Abweichungen seien nur subjektiven Ursprunges und im Betrage von 0.6^m p, wo p den parallaktischen Winkel bezeichnet. Diese Korrektion vermehrt oder vermindert die Zeit des Lichtminimums bis zu einem Betrage, der eine halbe Stunde übersteigen kann. Er konstatierte ferner, dass die Abnahme des Lichtes rascher als die Zunahme erfolgt, und erklärte den Stern U im Pegasus für einen Veränderlichen einer ganz besondern Klasse, die sich von derjenigen, zu welcher sowohl η im Adler als Algol gehören, durchaus unterscheide. Bei dieser Lage der Sache schien es wünschenswert, die wahre Form der Lichtkurve dieses Veränderlichen photometrisch festzustellen, da auf diese Weise der obenerwähnte subjektive Irrtum ausgeschlossen bleibt. Unter Voraussetzung einer konstanten Periode des Lichtwechsels schien es möglich, diese Lichtkurve durch Beobachtungen während eines einzigen Abends festzustellen. Demgemäss wurden durch O. C. Wendell mit dem am 15zölligen Refraktor der Harvard-Sternwarte angebrachten Polarisationsphotometer am 28. Dezember 1897 Messungen der Helligkeit des Sternes ausgeführt. Als Vergleichsstern diente ein Stern 8.90 Grösse. Im ganzen wurden 34 Helligkeitsbestimmungen innerhalb 8 Stunden erhalten. Es ergab sich zunächst, dass der Stern nach ungefähr $4^1/_2$ Stunden die gleiche Helligkeit zeigte, die Periode des Lichtwechsels also diese Dauer habe und nicht $5^h\,31^m$; allein spätere Beobachtungen lehrten, dass der Vorgang doch nicht so einfach sei. Es fand sich nämlich, dass jedesmal das zweite, vierte, sechste u. s. w. Lichtminimum schwächer war als das erste, dritte, fünfte, siebente u. s. w., Beobachtungen, welche in vier Nächten angestellt wurden, zeigten, dass die kleinste Helligkeit von U im Pegasus zwischen der 9.94 und 9.85 Grössenklasse schwankt, während die ungeraden Minima den Stern in der Helligkeit der 9.78 bis 9.75 Grössenklasse zeigen. Daraus folgt, dass die wirkliche Periode des Lichtwechsels von einem Hauptminimum bis zum nächsten Hauptminimum ein sekundäres Minimum einschliesst, ähnlich wie bei dem Veränderlichen β in der Leyer, und dass die Dauer der Periode $8^h\,59^m\,41^s$ beträgt. Die Helligkeit im Hauptminimum ist 9.90, im Maximum 9.30, im sekundären Minimum 9.75 Grösse.

Aus dem Mitgeteilten ergiebt sich, dass U im Pegasus nicht mehr als der Veränderliche mit der kürzesten Periode des Lichtwechsels zu betrachten ist, dies ist vielmehr der Stern ω Centauri 19, dessen Veränderlichkeit Prof. Bailey entdeckte mit einer Periode von $7^h\,11^m$. Auch geht die Zu- und Abnahme des Lichtes bei U im Pegasus regelmässig vor sich, während die Abnahme bei S Antliae rascher als die Zunahme ist, bei ω Centauri 24, nach Prof. Bailey sogar doppelt so rasch, und bei ω Centauri 45 ist die Zunahme des Lichtes fünfmal rascher als die Abnahme[1]).

---

[1]) Harvard College Observatory Circular Nr. 23.

Zwei neue Veränderliche von kurzer Periode sind von G. Müller und P. Kempf auf dem astrophysikalischen Observatorium zu Potsdam entdeckt worden[2]). Der eine ist der Stern BD + 20.4200° (Position für 1900: $\alpha = 19^h\ 32^m\ 15^s$, $\delta = +20^0\ 6.6'$), der andere der Stern BD + 28.3460° ($\alpha = 19^h\ 40^m\ 49^s$, $\delta = 29^0\ 1.2'$). Bei beiden Sternen zeigten die programmmässigen Zonenmessungen der beiden Beobachter Abweichungen voneinander, welche die als zulässig erachtete Grenze von 0.3 Grössenklassen überstiegen. Die Sterne wurden infolgedessen, so oft es die Witterung gestattete, wieder beobachtet, wobei sich die Natur ihres Lichtwechsels herausstellte.

Nach der üblichen Bezeichnungsweise würden die beiden neuen Veränderlichen U Vulpeculae und ST Cygni zu nennen sein.

Für den erstgenannten Stern liess eine graphische Darstellung der beobachteten Helligkeitswerte sofort erkennen, dass der Lichtwechsel sehr regelmässig erfolgt, dass die Periode sehr nahe gleich 8.0 Tagen ist, dass ferner die Lichtstärke zwischen 6.9 bis 7.0 im Maximum und 7.6 im Minimum schwankt, und dass als ein Ausgangspunkt für die Zählung der Maxima das Datum 1897 Oktober 2.47 mittl. Z. Greenwich angesetzt werden kann.

Bei dem zweitgenannten Sterne lassen sich die Helligkeiten, soweit man dies bei einer graphischen Ausgleichung beurteilen kann, durch eine Periode von 3.84 Tagen darstellen; die Helligkeit im Maximum ist ungefähr $6^m\ 6$, im Minimum $7^m\ 4$. Zieht man auch die beiden weiter zurückliegenden Beobachtungen aus den Jahren 1890 und 1896 hinzu, von denen die erste sehr nahe einem Minimum, die zweite angenähert einem Maximum entspricht, so findet man als vorläufig plausibelsten Wert für die Periodenlänge 3.844 Tage.

Die Lichtkurve dieses Veränderlichen unterscheidet sich wesentlich von der des erstern Sterns, da die Zunahme des Lichtes viel schneller als die Abnahme vor sich geht. Das Minimum ist von dem vorausgehenden Maximum um etwa 2.9 Tage, dagegen von dem folgenden Maximum nur um etwas über 0.9 Tage entfernt. Die Lichtkurve ist also derjenigen von δ Cephei sehr ähnlich. Bemerkenswert ist dabei vielleicht noch, dass $1^3/_4$ Tage nach dem Maximum ein Stillstand in der Lichtabnahme angedeutet ist, eine Erscheinung, die auch bei einigen andern Sternen vom δ Cephei-Typus bemerkt worden ist.

Einen veränderlichen Stern in dem Sternhaufen Messier 2 (im Wassermann) hat A. Chévremont entdeckt[1]). Derselbe steht nahe dem östlichen Rande des Sternhaufens. Die Veränderlichkeit soll zwei Grössenklassen betragen, und der Stern im Maximum 12. Grösse sein.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3483.
[2]) Bull. Société astron. de France 1898. p. 90.

Die Veränderlichen im Sternhaufen Messier 5 hat Barnard auf der Yerkes-Sternwarte am 40zölligem Refraktor zu beobachten begonnen[2]). Die ersten von ihm untersuchten Sterne sind in den Pickering'schen Photographien mit den Nummern 1, 33, 42, 84, 11, 18 und 50 bezeichnet, und bei jedem derselben wurde von Barnard die Veränderlichkeit bestätigt. Der Stern Nr. 42 ist der augenfälligste, welcher mit dem Haufen verbunden ist, und steht von dem Zentrum des letztern etwa 3′ in südwestlicher Richtung entfernt. Er kann nach Barnard schon mit einem 6zölligen Refraktor beobachtet und auf seine Helligkeitsänderungen hin untersucht werden; Nr. 84 und 50 erfordern ein stärkeres Teleskop, die übrigen sind nur an sehr mächtigen Ferngläsern überhaupt zu sehen.

Nach den Beobachtungen Barnard's hat der Stern Nr. 1 eine Dauer des Lichtwechsels von nur $12^h\,31^m$, was mit dem von Professor Bailey aus den Photographien abgeleiteten Resultate ($12^h\,31^m\,24.2^s$) gut übereinstimmt. Nach Barnard beschränkt sich der eigentliche Lichtwechsel auf zwei oder drei Stunden und umfasst $1\frac{1}{2}$ Grössenklassen, indem der Stern von $13\frac{1}{2}$. bis zur 15. Grösse abnimmt. Nach den photographischen Aufnahmen würde dagegen der Stern während der ganzen Zeitdauer von $12^h\,31^m$ seine Helligkeit ändern, aber am raschesten um die Zeit des hellsten Lichtes.

Die Sterne Nr. 42 und 84 sind in ihren Lichtveränderungen sehr ähnlich; bei dem ersten dauert die Periode 25.7 Tage, und die Helligkeit wechselt zwischen 10.5 und 12. Grösse; bei dem andern umfasst die Dauer des Lichtwechsels 26.2, Tage, und er variiert um $1\frac{1}{2}$ Grössenklasse; im Minimum ist er etwas schwächer als 12. Grösse. Die Sterne Nr. 11 und 33 zeigen eine rasche Zunahme der Helligkeit, ihre normale Helligkeit ist 15. oder 16. Grösse, und ihr Lichtwechsel umfasst zwei Grössenklassen. Der Stern Nr. 50 verändert seine Helligkeit sehr langsam in sehr langer Periode, während mehrere kleinere Sterne Perioden von etwa $\frac{1}{2}$ Tag aufweisen.

Prof. Barnard macht darauf aufmerksam, dass er bei guter Luft am 40zölligen Refraktor innerhalb des Sternhaufens, wenngleich nicht im dichtesten Teile desselben, eine Anzahl tintenschwarzer Flecke oder Höhlungen wahrnimmt, die in den besten Momenten des Sehens schwarzen, verdunkelnden Massen vergleichbar erscheinen. Etwas Ähnliches zeigte das grosse Teleskop in dem Sternhaufen Messier 13 im Herkules. Die Wichtigkeit der photographischen Aufnahmen erhellt aus dem Umstande, dass die von Prof. Bailey an einem 13zölligen Refraktor gemachte Aufnahme des in Rede stehenden Sternhaufens mit einer Expositionsdauer von 40 Minuten mehrere Sterne enthält, die auch am 40-Zöller lichtschwache Objekte sind.

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3519.

Schliesslich bemerkt Prof. Barnard in einer Nachschrift, dass die Veränderlichkeit der Sterne Nr. 42 und 84 bereits 1889 und 1890 von D. Packer in London durch direkte Beobachtung am Fernrohre erkannt und 1890 durch drei oder vier photographische Aufnahmen von Dr. Common bestätigt worden ist.

Neue veränderliche Sterne. Die photographischen Aufnahmen des Himmels, welche die Harvard-Sternwarte vornehmen lässt, hat wiederum zur Entdeckung einer Anzahl veränderlicher Sterne geführt. Folgendes ist eine Zusammenstellung der wichtigern Angaben über dieselben [1]):

Konstellation	Rektas. 1900	Dekl. 1900	Spektraltypus	Grösse		Entdecker
				Max.	Min.	
	h m					
Eridanus . .	3 59.8	— 16° 0′	III	8.3	9.4	M. Fleming.
Eridanus . .	4 7.3	— 25 24	III	8.1	<12.5	M. Fleming.
Monoceros .	6 52.5	— 8 56	III	8.1	10.3	M. Fleming.
Puppis . .	8 1.7	— 38 29	IV	—	—	L. D. Wells.
Puppis . .	8 3.1	— 22 38	IV	—	—	L. D. Wells.
Hydra . . .	8 24.7	— 5 59	III	—	—	M. Fleming.
Carina . . .	10 40.9	— 58 54	—	9.6	10.7	L. D. Wells.
Virgo . . .	12 2.1	— 6 12	III	—	—	M. Fleming.
Centaurus .	13 15.1	— 61 3	III	—	—	M. Fleming.
Apus . . .	13 55.6	— 76 19	III	—	—	—
Bootes . . .	14 1.7	+ 13 59	III?	—	—	L. D. Wells.
Libra . . .	14 30.3	— 17 36	II?	8.3	9.6	E. F. Leland.
Triang. Aust.	15 4.8	— 69 42	IV	9.1	9.8	—
Serpens . .	16 2.5	+ 10 12	III	9.0	<11.9	M. Fleming.
Ara	16 54.3	— 54 55	IV	—	—	L. D. Wells.
Pavo . . .	17 34.7	— 57 40	IV	—	—	L. D. Wells.
Pavo . . .	17 41.1	— 62 23	III	9 1	<12.8	M. Fleming.
Ara	17 45.7	— 51 40	III	—	—	M. Fleming.
Cygnus . .	19 37.1	+ 32 23	IV	—	—	L. D. Wells.
Pavo . . .	20 3.3	— 60 14	III	—	—	M. Fleming.
Capricornus .	20 11.3	— 21 38	IV	8.6	10.3	—
Microscopium	20 22.6	— 40 45	III	8.5	<12.5	M. Fleming.
Capricornus .	21 1.7	— 16 49	III	8.1	9.3	M. Fleming.
Aquarius . .	21 7.3	— 14 48	III	8.4	9.3	M. Fleming.
Indus . . .	21 13.6	— 45 27	IV	—	—	L. D. Wells.
Andromeda .	23 50.3	+ 48 5	III	9.3	9.8	M. Fleming.
Cassiopeia .	23 58.2	+ 55 7	III	9.8	<13.4	M. Fleming.

Zwei verschwundene Sterne. Prof. H. Geelmuyden teilte mit [2]), dass er am 20. Januar 1898 in der Nähe des Sternes + 67.467° der Bonner Durchmusterung vier Sterne auf einem Raume des Himmels von 2′ Dekl. und 12^s Rektasz. gesehen habe, von denen er die Stellung der beiden äussersten a und b gemessen und die Lage der beiden andern x und y durch Zeichnung fixiert

[1]) Harvard College Observatory. Circular Nr. 24.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3493.

habe. Am 16. Februar und 19. März waren die beiden letztern Sterne nicht mehr an dem bezeichneten Orte zu finden. Die beiden noch sichtbaren Sterne haben folgende Stellung am Himmel (für 1900.0): a: Rektasz. $6^h\ 50^m\ 8.2^s$, Dekl. $+67^\circ\ 18'\ 43''$, Grösse 9.2; b: Rektasz. $6^h\ 50^m\ 20.7^s$, Dekl. $+67^\circ\ 16'\ 47''$, Grösse 9.3. Die genäherten Örter der beiden verschwundenen Sterne sind: x: Rektasz. $6^h\ 50.2^m$, Dekl. $+67^\circ\ 17.4'$; y: Rektasz. $6^h\ 50.3^m$, Dekl. $+67^\circ\ 18.0'$. Beide schienen am 20. Januar 10. oder 9.5 Grösse zu sein. Auf eine Anfrage von Geelmuyden bei der Sternwarte Greenwich nach etwaigen photographischen Aufnahmen der betreffenden Himmelsgegend wurde ihm die Mitteilung, dass eine solche vom 27. Februar 1894 vorliege, auf der alle von Geelmuyden gesehenen Sterne mit Ausnahme von x und y enthalten sind. Letzterer bemerkt, dass es wegen der hohen Breite ($+44^\circ$), in welcher diese beiden Sterne standen, wenig wahrscheinlich wäre, dass sie Planeten seien, man müsse vielmehr eher an veränderliche Sterne denken, weshalb er die Beobachter auf diese aufmerksam macht.

Das Spektrum des Wasserstoffs in den Nebelflecken unterscheidet sich von demjenigen, wie es in Geissler'schen Röhren erzeugt wird, bekanntlich dadurch, dass bei guter Sichtbarkeit von $H\beta$ (F) die $H\alpha$(C)-Linie gar nicht oder fast gar nicht wahrzunehmen ist, während in den Spektren der Wasserstoffröhren $H\alpha$ für gewöhnlich heller als $H\beta$ erscheint. Nur in einem einzigen Nebel, G.-K. 4390, wurde $H\alpha$ von Keeler sehr schwach bemerkt.

Es ist bereits von Huggins wahrscheinlich gemacht, dass die Ursache der schwierigen Sichtbarkeit von $H\alpha$ in den Nebelspektren eine rein physiologische ist, d. h. dass sie allein auf dem den Physiologen wohlbekannten Purkinje'schen Phänomen beruht. Indessen scheint diese Erklärung doch nicht allgemein angenommen worden zu sein, so hat Keeler die Ansicht ausgesprochen, dass wegen der erwähnten Eigentümlichkeit des Wasserstoffspektrums die Glühtemperatur der Nebelflecken eine sehr hohe sein müsse, und auch Runge hat physikalische Schlüsse aus dieser Erscheinung gezogen.

Prof. Scheiner hat daher die Frage über das Leuchten des Wasserstoffs in den Nebelflecken genauer untersucht[1]), um festzustellen, ob es gelingt, durch Herbeiführung von Bedingungen, die sich denen nähern, unter welchen Nebelflecke leuchten, objektive Veränderungen des Wasserstoffspektrums in dem angedeuteten Sinne zu erhalten, oder ob die subjektive Schwächung des Lichtes allein hierfür massgebend ist und in welchem Betrage.

Das Ergebnis dieser sehr eingehenden Untersuchung fasst Prof. Scheiner in folgendem zusammen: »Das Fehlen der $H\alpha$-Linie im Wasserstoffspektrum der Nebelflecken beruht auf rein physiologischen Gründen, und es ist daher nicht thunlich, aus dieser Eigen-

---

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3476.

schaft des Wasserstoffspektrums in den Nebelflecken irgendwelche Schlüsse über die physikalischen Bedingungen, unter denen das Leuchten in diesen Himmelskörpern stattfindet, zu ziehen.«

Merkwürdige Nebelmassen. Lewis Swift hat auf dem Lowe-Observatorium unter andern Nebeln ein merkwürdiges Objekt aufgefunden[1]). Sein Ort am Himmel (für 1900) ist: Rektasz. $23^h 29^m$, Dekl. — $36^0 39'$. Er beschreibt es als gewissermassen nebeligen Nebel, nämlich einen zentralen, beträchtlich länglichen Nebel mit scharfer Begrenzung, der zentral auf einem andern sehr grossen und überaus feinen Nebel liegt. Diese äussere Umhüllung war selbst unter den besten Luftverhältnissen ohne bestimmte Umgrenzung.

T. E. Espin macht auf ein sonderbares Objekt aufmerksam[2]), dessen Ort am Himmel (für 1885) ist: Rektasz. $4^h 26^m$, Dekl. + $50^0 44'$. Dasselbe wurde von ihm am 16. Januar d. J. entdeckt und auch in drei andern Nächten wiedergesehen. Es ist elliptisch, etwa 1^0 lang und gleicht eher einem verdunkelnden Medium als einem Nebel. Nach Espin's Meinung ist dieses Objekt einzig in seiner Art.

---

1) Astron. Nachr. Nr. 3474.
2) Wolsingham Observatory Circular Nr. 46.

Geophysik.

1. Allgemeine Eigenschaften der Erde.

Die Bewegung des Nordpols der Erdachse in der Zeit von 1890.0—1897.5. Im Anschluss an seine frühere Untersuchung[1]) über die Bahn des Nordpols der Erdachse in den Jahren 1890 bis 1892.5 hat Prof. Th. Albrecht das seitdem erheblich angewachsene Beobachtungsmaterial über die Schwankungen der geographischen Breiten zu einer neuen Untersuchung dieses Gegenstandes benutzt[2]). Dieselbé erstreckt sich über den Zeitraum von 1890.0—1897.5. Die Bewegungen des Polpunktes gegen die mittlere Lage desselben ist von Prof. Albrecht graphisch dargestellt worden. Die Bewegung für die Termine 1891.0—1891.4 und 1892.7 konnten wegen Mangel an ausreichendem Materiale nur interpoliert werden und ist durch eine gestrichelte Linie dargestellt. (Tafel IV). Prof. Albrecht bemerkt u. a.: »Was die Sicherheit dieser erneuten Bestimmung der Bahn des Poles betrifft, so wird man die jetzige Ableitung speziell für das Zeitintervall 1890.0—1895.0 aus dem Grunde als eine definitive ansehen können, weil gegenwärtig die Resultate fast aller Beobachtungsreihen bekannt sind, welche innerhalb dieses Zeitabschnittes zur Ausführung gelangten. Die Resultate nach 1895.0 entbehren zwar zur Zeit noch des definitiven Charakters, doch werden auch sie keine erhebliche Änderung mehr erfahren, da auch für den grössern Teil der Beobachtungsreihen dieser Zeitperiode die Reduktionen bereits ausgeführt worden sind.

Man ersieht aus dem Verlaufe der diese Punkte verbindenden Kurve, dass zwar vom Jahre 1895 eine Abnahme der Amplitude eingetreten ist, dass aber auch im letzten Abschnitte dieses Zeitraumes die Kurve nicht in unmittelbarer Nähe des Koordinatenanfanges, d. i. des mittlern Poles, verläuft. Vom Jahre 1895 ab ist alsdann eine allmähliche Zunahme der Amplitude zu konstatieren, ohne dass aber nach Ablauf von sieben Jahren der Abstand beider Pole wieder bis zu demjenigen Betrage angewachsen ist, den derselbe im Jahre 1890 besass. Die Kurve verläuft in der Zeit 1897.0 bis 1897.5 um eine volle Zehntelsekunde näher am mittlern Pol, als während der Zeit 1890.0—1890.5. Sobald aber der Nachweis erbracht ist, dass die Kurve nach Ablauf von sieben Jahren nicht

[1]) Astron. Nachr. Nr. 3333.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3489.

in sich zurückkehrt, ist zugleich die Unmöglichkeit dargethan, den Verlauf der Polbewegung durch ein Glied von 12- und ein solches von 14monatlicher Periode erschöpfend darzustellen.

Schwerebestimmungen zu Kopenhagen und auf der Insel Bornholm sind mit Hilfe des v. Sterneck'schen Apparates ausgeführt worden[1]). Zachariae giebt daraus für Kopenhagen (55° 41′ 12″ nördl. Br.) den Wert $g_0 = 9.81579$ *m*. Die Helmert-sche Formel:

$$\gamma_0 = 9.7800\,(1 + 0.005310 \sin^2 \lambda) + 35.10^{-5}$$

giebt dafür $g_0 = 9.81578$, der also mit dem durch direkte Beobachtung ermittelten so gut wie völlig übereinstimmt.

Auf Bornholm sind an 15 Punkten Schweremessungen ausgeführt worden, aus denen sich ergiebt, dass im Durchschnitte dort die Schwere um 51.3×10^{-5} grösser ist als die normale, dort also ein erheblicher Massenüberschuss vorhanden ist. Dies stimmt mit dem frühern Ergebnisse von Helmert überein, welcher einen Massenüberschuss in der Richtung von der Schneekoppe nach Kolberg nachwies, dieser setzt sich also bis zur Insel Bornholm in beträchtlichem Masse fort.

Lokale Attraktion in Fergana. Venukoff hat gefunden, dass im Ferganathale nördlich vom Pamirhochlande sehr merkliche lokale Anziehungen vorhanden sind. Der Unterschied zwischen der auf geodätischem Wege erhaltenen geographischen Breite und der astronomisch bestimmten erreicht 50″[2]).

Die Berechnungen der Lotabweichungen im Anschlusse an die europäische Längengradmessung in 52° Breite wurde seitens des Centralbureaus fortgesetzt[3]). Es haben sich dabei für die Lotabweichungen in Oberitalien erstaunliche Beträge ergeben, nämlich:

	in Br.	in L.
Mailand hat gegen Simplon	− 28.7″	+ 8.7″
Turin » » Mailand	+ 9.5	+ 32.1
Genua » » Turin	+ 7.0	− 35.4
Nizza » » Turin	− 8.4	− 34.5.

Lotabweichungen in der mittlern und nördlichen Schweiz.[4]) Im Anschlusse an die frühern Publikationen teilt Dr. Messerschmitt

---

[1]) Overs. Vidensk. Selsk. Forh. Kjöbenhavn 1898. p. 182.

[2]) Compt. rend. 124. p. 815.

[3]) Jahresbericht des Direktors des Kgl. Geodätischen Institutes für den Zeitraum April 1897 bis April 1898. Potsdam 1898.

[4]) Das Schweizerische Dreiecknetz, herausgeg. von d. Schweizerischen geodätischen Kommission, 8., Lotabweichungen in der mittlern und nördlichen Schweiz, im Auftrage ausgeführt und bearbeitet von Dr. J. B. Messerschmitt. Zürich 1898.

die weitern Beobachtungen und Berechnungen mit. Seit der letzten Publikation ist auf mehr als 20 Dreieckspunkten beobachtet worden, von welchen acht Gradmessungspunkte sind, nämlich: Gurten, Napf, Wisenberg, Lägern, Hohentwiel, Hersberg und Hörnli, während die Beobachtungen auf Naye, Berra, Chasseral, Röthi (Weissenstein), Rigi, Gäbris, Pfänder und Feldberg i. Sch. schon veröffentlicht sind. Die Beobachtungen auf den letztern beiden Stationen sind von dem österreichischen Gradmessungsbureau, bezw. dem preussischen geodätischen Institute ausgeführt worden. Es liegen daher von 15 der 29 Dreieckspunkte des schweizerischen Gradmessungsnetzes astronomische Beobachtungen vor. Die Lage der übrigen Punkte ist meist so ungünstig, dass dort nur unter Aufwendung ungewöhnlich grosser Kosten und Mühe beobachtet werden könnte. Zu jenen kommt noch eine Anzahl an das Hauptnetz gut angeschlossener Punkte, so die fünf Sternwarten Genf, Neuenburg, Bern, Basel und Zürich, ferner in dem Basisnetze bei Aarberg zwei Punkte, in dem Tessiner Basisnetze vier Punkte und in dem Basisnetze bei Weinfelden vier Punkte; ausserdem sind noch einige weitere Punkte an das Hauptnetz neu angeschlossen oder passend gelegene Dreieckspunkte der kantonalen Vermessungen verwendet worden. Die Untersuchungen sind noch nicht abgeschlossen und sollen namentlich auch auf diejenigen Teile der Schweiz, welche nicht von dem Gradmessungsnetze überspannt sind, ausgedehnt werden.

Mit Erfolg hat Dr. Messerschmitt auch auf einer grossen Anzahl anderer Stationen, welche zur Ermittelung der Intensität der Schwerkraft ausgewählt wurden, die Lotabweichungen in Breite bestimmt, wobei die geodätischen Koordinaten dem topographischen Atlasse im Massstabe der Originalaufnahmen entnommen worden sind. Wenn auch die Genauigkeit der so erhaltenen Zahlen eine viel geringere ist als diejenige der astronomischen Stationen, so hat sich doch gezeigt, dass sie zur weitern Orientierung vollständig genügen und sich gut zwischen die genau bestimmten Lotstörungen einfügen. Sie liefern u. a. auch die Möglichkeit, den Verlauf des Geoids längs der Gotthardlinie zu studieren, was um so wichtiger ist, als gerade im Gebirge eigentliche astronomische Stationen nur schwierig zu erhalten sind.

Es ergiebt sich, dass auch in der mittlern und nördlichen Schweiz die Stellung des Lotes stets nahe senkrecht zum Striche des Gebirges ist. Ebenso laufen die Linien gleicher Breitenstörung nahe parallel zur Richtung des Gebirges, wie in der Westschweiz.

»Vergleicht man z. B. die Lotablenkungen im Meridiane von Bern, so erkennt man wieder deutlich das Vorherrschen der Anziehung des Alpenmassives über der des Jura. Während nämlich auf Weissenstein eine starke Anziehung des Jura stattfindet, nimmt sie gegen Süden rasch ab, und bereits nördlich von Frienisberg tritt der Einfluss der Alpen auf. Für Bern, Gurten und Gurnigel ist die Richtung der Anziehung nahe parallel, nämlich SSW (daher das

gestörte Zenith nach NNO verlegt), wie ja auch in jener Gegend die grössern Massen der Berner und Freiburger Alpen liegen, während im Osten das Gebirge eine viel geringere Mächtigkeit erreicht. Bei Napf und Rigi liegen die Hauptmassen nahe südlich, und dementsprechend ist auch die Stellung des Lotes.«

Diese Verhältnisse liessen es dem Verf. von Interesse erscheinen, die Lotablenkungen auch direkt aus den sichtbaren Gebirgsmassen zu berechnen. Diese Rechnungen wird er später im Zusammenhange veröffentlichen, einstweilen teilt er als wichtiges Ergebnis derselben mit, »dass in der Schweiz bei der Berücksichtigung der Massen bis ca. 35 *km* Entfernung die gerechnete Lotablenkung gleich der beobachteten gefunden wird, wenn die Lotablenkung von Bern in Breite zu + 4″ und in Länge zu + 3″ angenommen wird. Diese Begrenzung in der Rechnung scheint auch für andere Alpengebiete zu gelten. In der »Bayrischen Landesvermessung in ihrer wissenschaftlichen Grundlage«, München 1873, p. 758—768, sind die Lotabweichungrn von Benediktbeuren und Bogenhausen gerechnet unter der Mitnahme der Massen bis 45 Meilen Entfernung. E. Pechmann[1]) hat für Wien, Lanserkopf und Giardino-Scarpa ähnliche Rechnungen ausgeführt, wobei er bis gegen 1200 geogr. Meilen geht. Auch für diese Stationen findet Verf., dass die gerechneten Lotabweichungen in der gleichen Entfernung von 30—40 *km* mit den beobachteten übereinstimmen. Es scheint also dieses Gesetz wenigstens innerhalb des Alpengebietes gültig zu sein und giebt dann zugleich die Möglichkeit, die Lotablenkung von schwer zugänglichen Dreieckspunkten der über die Alpen gehenden Netze ziemlich genau ableiten zu können.«

Die vorliegenden Beobachtungen boten dem Verf. wiederum Gelegenheit, einige Schnitte durch das Geoid abzuleiten. »Die Stationen Basel, Weissenstein, Frienisberg, Bern, Gurten und Gurnigel können für den vorliegenden Zweck, ein angenähertes Bild des Geoids zu erhalten, genügend genau als auf einem Meridiane liegend angenommen werden. Nur für die Breite von Frienisberg ist eine kleine Korrektion, entsprechend den Linien gleicher Breitenstörung, eingeführt worden, indem dafür $\varphi = 47^0\, 2'\, 0''$ statt $47^0\, 1'\, 44.6''$ genommen wurde. Durch die Mitnahme der Station Basel, deren Beobachtungen noch nicht veröffentlicht sind, konnte das Geoid auch nördlich vom Jura studiert und damit ein meridionaler Streifen von etwa 90 *km* Länge berechnet werden.

Längs dieser Linie ergab sich, dass etwa bei $\varphi = 47^0\, 6'$ die Lotabweichung in Breite Null ist, weshalb dieser Ort als Nullpunkt angenommen wurde. In diesem Punkte wird also das Geoid in Berührung mit dem Ellipsoid gedacht. Berechnet man von 5′ zu

[1]) E. Pechmann, Die Abweichung der Lotlinie bei astronomischen Beobachtungsstationen und ihre Berechnung als Erfordernis einer Gradmessung (zweite Abhandlung). Wien 1865.

5′ Breitenunterschied die Erhebung des Geoids über das Ellipsoid, so erhält man für den Meridian von Bern die folgenden Zahlenwerte:

Breite	Erhebung des Geoids	
47° 36′	+ 1.41 m	bei Basel
31	+ 1.27	
26	+ 1.10	Jura
21	+ 0.89	
16	+ 0.59	
11	+ 0.21	Mittelland
6	0	
1	+ 0.14	
46 56	+ 0.35	
51	+ 0.74	
46	+ 1.44	Oberland.

Die vorstehenden Zahlen zeigen einen ähnlichen Verlauf, wie sie früher für den 29.1′ westlich davon liegenden Meridian gefunden wurden, nur nimmt die Erhebung des Geoids über das Ellipsoid gegen die Alpen hin, entsprechend der Terrainformation, hier etwas schneller zu als dort.

Es erhebt sich somit die Geoidfläche im Jura bei Weissenstein um ca. 0.5 *m*, weiter nördlich bei Basel um 1.4 *m* über das Ellipsoid und um ebensoviel im Süden in der Gegend der Stockhorngruppe.

Eine ähnliche Darstellung des Geoids lässt sich für den Parallel von 47° 2′ längs einer Linie von gegen 130 *km* Länge geben, auf Grund von Längenstörungen, die Verf. mitteilte.

Berechnet man auch hier für je 5′ Längenunterschied von dem um 45.1′ östlich von Bern liegenden Meridian aus, für welchen die Kurve die Längenstörung Null ergab, die Erhebung, so erhält man für den Parallel von 47° 2′ die folgenden Zahlen:

Länge + östl. / — westl. von Bern	Erhebung des Geoids	
— 0° 34.9′	+ 1.77 m	
— 0 29.9	+ 1.46	Jura
— 0 24.9	+ 1.21	
— 0 19.9	+ 0.98	
— 0 14.9	+ 0.80	
— 0 9.9	+ 0.66	
— 0 4.9	+ 0.55	
+ 0 0.1	+ 0.46	nördlich von Bern
+ 0 5.1	+ 0.39	
+ 0 10.1	+ 0.32	
+ 0 15 1	+ 0.26	
+ 0 20.1	+ 0.21	
+ 0 25.1	+ 0.15	
+ 0 30.1	+ 0 10	Napf
+ 0 35.1	+ 0.05	
+ 0 40.1	+ 0.01	
+ 0 45.1	0	
+ 0 50.1	+ 0.02	
+ 0 55.1	+ 0.06	
+ 1 0.1	+ 0.14	
+ 1 5.1	+ 0.26	Rigi.

Lässt man daher das Geoid in der Nähe von Luzern (45.1′ östlich von Bern) das Ellipsoid berühren, für welchen Punkt die Längenabweichung Null ist, so erhebt sich die Geoidfläche in der Gegend des Rigi, in ca. 25 *km* vom angenommenen Nullpunkte um etwa 0.2 *m* über das Ellipsoid, während die Erhebung in dem um ca. 100 *km* entfernten Jura noch nicht 2 *m* beträgt.

Die Untersuchungen ergeben somit das Resultat, dass in dem bearbeiteten Gebiete sowohl in nordsüdlicher als auch in ostwestlicher Richtung die Abstände zwischen Geoid- und Ellipsoidfläche trotz der bedeutenden sichtbaren Massen sehr klein sind. Das nämliche Ergebnis ergab sich auch für den Alpenübergang längs der Gotthardlinie auf einer meridionalen Länge von über 200 *km*[1]). Es gilt dieses daher wohl für die gesamten Alpen.

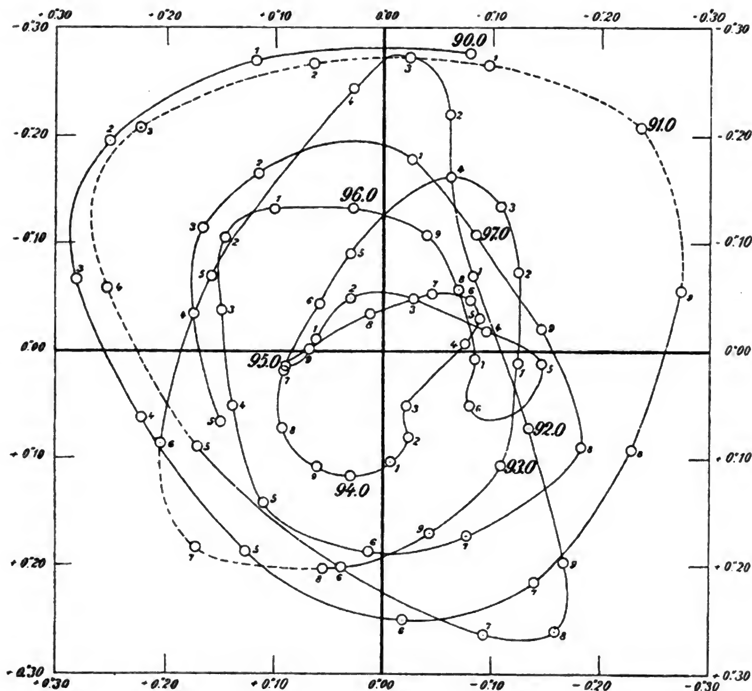
Ähnliche Gleichmässigkeiten haben sich auch aus den Schweremessungen und aus den Rechnungen der Lotablenkungen aus den sichtbaren Massen ergeben; sie beruhen offenbar auf der Entstehung der Alpen.«

Die Messung des amerikanischen Parallelkreisbogens unter 39° nördl. Br. ist seit einiger Zeit vollendet. Nähere Angaben über dieselbe giebt E. D. Preston[2]). Hiernach erstreckt sich derselbe vom Cape May-Leuchtturme in New-Jersey bis Point Arena in Californien über eine Linie von 2625.6 miles Länge. Von den Dreieckpunkten erster Ordnung liegen vier in mehr als 14000 engl. Fuss Höhe über dem Meere, 20 in 10000 Fuss Seehöhe und darüber. Die grösste Dreiecksseite zwischen Mecompahgre (14300 Fuss Seehöhe) und Mount Ellen (11300 Fuss Seehöhe) hat eine Länge von 294104 *m*. Der wahrscheinliche Fehler der gemessenen Bogenlänge beträgt etwa $^1/_{100000}$. Den sphäroidischen Berechnungen ist das Clarke'sche Erdsphäroid zum Grunde gelegt, das etwas grössere Erddimensionen ergiebt als Bessel's Sphäroid und der Wahrheit jedenfalls näher kommt als dieses. Senkrecht zu dieser Parallelkreismessung hat eine Meridianmessung in den Vereinigten Staaten begonnen, die von Manitoba bis zur mexikanischen Grenze führen und im Mittel auf dem 98° westl. L. Gr. liegen soll. Dieser Bogen wird sonach 23° überspannen und könnte durch Mexiko noch 10° weiter gegen Süden verlängert werden.

Die Massenverteilung im Innern der Erde[3]) hat E. Wiechert theoretisch untersucht. »Als Ausgangshypothese diente die Vorstellung, dass die Dichtenunterschiede in der Erde in der Hauptsache durch Materialverschiedenheiten verursacht werden. Bei ihrer Anerkennung muss unter dem Mantel von Gesteinen, auf dem wir

---

1) Astron. Nachr. **141**. Nr. 3365.
2) Bull. Philos. Soc. Washington **13**. p. 204.
3) Nachrichten d. Göttinger Ges. d. Wiss. 1898. p. 221.



Die Bewegung des Nordpoles der Erdachse 1890.0 bis 1897.5

nach Professor Albrecht

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Jahrbuch IX, 1898
Tafel 4.

wohnen, ein Metallkern angenommen werden. Um die Rechnung möglichst einfach zu gestalten, wird sowohl für den Mantel wie für den Kern die Dichte durchweg konstant gesetzt. In der Hoffnung, auf die Weise den wirklichen Verhältnissen in nicht gar zu schlechter Annäherung nahe zu kommen, bestärkt der Umstand, dass sich dann für den Kern gerade diejenige Dichte ergiebt, die aus vielerlei Gründen von vornherein erwartet werden muss: die Dichte des komprimierten Eisens. Die Rechnung gelangt dahin, indem sie ausgeht von dem bekannten Werte der mittlern Dichte der Erde und der wenigstens ungefähr angebbaren Dichte des Gesteinsmantels, und beachtet, dass sich jedem vorgegebenen Werte für die Dichte des Kernes eine bestimmte Grösse des Kernes und eine bestimmte Abplattung der Erde zuordnet; so erlaubt die wirkliche Abplattung der Erde einen Schluss auf Dichte und Dimensionen des Kernes. Da die Rechnung sich in Bezug auf die Dichte bewährt, dürfen wir ihr auch in Bezug auf die Dimensionen des Kernes einiges Vertrauen schenken, und wir werden so zu der Vorstellung geführt, dass die Erde aus einem Eisenkerne von etwa zehn Millionen Metern Durchmesser besteht, den ein Gesteinsmantel von etwa $1^1/_2$ Millionen Meter Dicke umgiebt. Der Mantel beansprucht etwa $^1/_5$ des Erdradius. Dem Volumen nach kommt er dem Kerne etwa gleich, der Masse nach steht er weit zurück, denn hier ist das Verhältnis etwa 2 : 5.

Werden in den Entwickelungen der Rechnungen neben den Gliedern, welche den ellipsoidischen Abweichungen des Geoids von der Kugel zugehören, noch die nächst höhern Glieder berücksichtigt, so ergiebt sich als ein für die Praxis nicht unwesentliches Resultat, dass die Abweichung von der ellipsoidischen Gestalt nur äusserst gering ist, selbst die maximale Differenz erreicht nur etwa $2^1/_2$ *m*. Indem die Theorie eine Schätzung der Abweichung gestattet, ermöglicht sie es, das bisher unbekannte dritte Glied in der Formel für die Breitenvariation der Schwere zu berechnen.

Viel Raum wird der Diskussion über die Frage gewidmet, wie weit in der Erde hydrostatisches Gleichgewicht herrscht. Es zeigt sich, dass eine Entscheidung durch die Beobachtung möglich ist, wenn man die Abplattung der Erde mit Nutation und Präcession vergleicht. Die vorliegenden Beobachtungen sind mit vollständigem Gleichgewichte verträglich, doch scheint es fast, als ob der Kern ein wenig geringer abgeplattet ist, als der heutigen Rotationsgeschwindigkeit entspricht; in diesem Sinne könnten zwischen der Oberfläche des Eisenkernes und der Niveaufläche gleichen Inhaltes Höhenunterschiede von einigen hundert Metern wohl bestehen. Für die Oberfläche des Mantels ist eine merkliche Störung des hydrostatischen Gleichgewichtes von vornherein sehr wahrscheinlich« [1]).

---

[1]) Naturw. Rundschau 1898. p. 215.

2. Oberflächengestaltung.

Die Beteiligung der verschiedenen chemischen Elemente an der Zusammensetzung der uns zugänglichen obersten Erdrinde wird von H. Rosenbusch prozentisch dargestellt[1]). Derselbe giebt darüber folgende Tabelle:

	Erdrinde %	Ozean %	Atmosphäre %	Erdkörper %
O	47.29	85.79	23.00	49.98
Si	27.21	—	—	25 30
Al	7.81	—	—	7.26
Fe	5.46	—	—	5.08
Ca	3.77	0.05	—	3.51
Mg	2.68	0.14	—	2.50
Na	2.36	1.14	—	2.28
K	2.40	0.04	—	2.23
H	0.21	10.67	—	0.94
Ti	0.33	—	—	0.30
C	0.22	0.002	—	0.21
Cl	0.01	2.07 }	—	0.15
Br	—	0.008 }		
P	0.10	—	—	0.09
Mn	0.08	—	—	0.07
S	0.03	0.09	—	0.04
Ba	0.03	—	—	0.03
N	—	—	77.00	0.02
Cr	0.01	—	—	0.01
	100.00	100.00	100.00	100.00

Die Schichtenbildung der Gesteine ist ein Problem, welches die physikalische Geologie lange beschäftigt und auch von A. Daubrée experimentell behandelt worden ist. Neuerdings hat Marpmann über einige neue Versuche berichtet, auf die er zufällig gekommen ist, und welche für die Frage von grosser Wichtigkeit sind[2]). Es war ihm die Aufgabe gestellt, aus einem feinen, pulverförmigen, sehr feuchten Materiale durch Anwendung von sehr hohem Drucke einen homogenen und festen Stein herzustellen. Die ersten Versuche wurden in der Weise angestellt, dass die Masse in Presssäcke gefüllt und unter Hebelpressen gedrückt wurde. Diese Versuche ergaben gute Resultate, jedoch erschien es, dass man durch Anwendung von stärkerem Drucke ein dichteres Gefüge des Steines erhalten würde, und daher wurden die Versuche mit hydraulischem Drucke wiederholt. Wie vorauszusehen war, hielten jedoch die Presssäcke jetzt nicht mehr aus, sondern zerplatzten nach allen Richtungen, sobald der Druck nur wenig über die Kraft der Hebelpresse hinausging. Daher machte sich eine andere Form für das Pressmaterial erforderlich, welche als eiserner Kasten gebaut wurde. Der

[1]) Elemente der Gesteinslehre 1898.
[2]) Naturf. Ges. in Leipzig. Sitzung vom 2. Januar 1898. Potonié's Wochenschrift 1898. Nr. 37. p. 441.

Kasten bestand aus einem zusammenlegbaren Rahmen, in dem die obere und untere Platte eingelegt und dicht schliessend auf und ab bewegt werden konnte. Jetzt konnte ein Zerreissen nicht mehr stattfinden, und es wurde mit neuem Materiale der Versuch gemacht, derartige Steine bei einem Drucke von 150, 180, 200—250 Atmosphären zu pressen. Bei dem Maximaldrucke von 250 *kg* auf 1 *qcm* ergiebt das einen Gesamtdruck von ca. 120000 *kg* für die Steine.

Als die Steine aus der Form genommen wurden, zeigte sich eine eigentümliche Struktur. Die Randschichten sind schön gleichartig und homogen, dagegen besteht der ganze Kern aus lauter blattartigen Lagen, ähnlich wie bei einem Gips- oder Marienglaslager.

Alle Versuche mit stärkerem oder vermindertem Drucke, mit einer Ausdehnung der Druckwirkung von einigen Minuten bis auf viele Stunden, änderten an dem Vorgange nichts. Die Steine blieben geschichtet. Endlich wurde versucht, der beigeschlossenen Luft einen Ausweg zu schaffen, dadurch, dass die Druckplatten durchlocht und die Masse mit grobfaserigem Stoffe bedeckt wurde. Die Luft konnte durch die Stoffunterlage und durch die Löcher leicht entweichen, und wurde auch dieser Prozess noch durch Rillen beschleunigt, die zwischen den Löchern eingefeilt wurden. Jetzt fielen die Pressversuche ganz anders aus.

Der geschichtete Stein ist dadurch entstanden, dass ein feinkörniges Material, welches mit viel Luft gemengt unter einen hohen Druck gebracht wurde, durch die eingeschlossene Luft eine schichtenförmige Struktur angenommen hat. In diesem Falle ist ein besonderer Wert auf das »feinkörnige« Material zu legen, weil nach Anordnung der Versuche bei Anwendung von grobkörnigen Massen die Luft sehr viel leichter entweichen kann. Das ist ein Grund, weshalb man bei andern Versuchen mit Steinpressen bis jetzt solche Schichten nicht erhalten oder nicht weiter beachtet hat. Lassen wir denselben Vorgang in der Natur vor sich gehen, so ist es einleuchtend, dass man hier die Gesteinsmassen ebensowohl im flüssigen, feuchten oder halb feuchten Zustande benutzen kann als in dem geschmolzenen Zustande, also in dem Stadium des feurigflüssigen oder vulkanischen Zustandes. Es müssen stets Schichten entstehen, sobald die Massen mit Luft oder Kohlensäure oder andern Gasen so unter Druck gehalten werden, dass diese Gase nicht entweichen können. Der Geologe wird für solche Entstehungsmomente viele Gesteine anführen können. Jedenfalls sind auch reine, krystallisierte Mineralien, wie Glimmer, Marienglas u. s. w. auf gleiche Entstehungsursachen zurückzuführen.

Am wichtigsten erscheint das Experiment für die Erklärung der Entstehung des Gneises zu sein, den man vielleicht wird direkt nachbilden können. Es ist hiermit die Möglichkeit gegeben, dass auch vulkanische Gesteine Schichtenbildungen annehmen, wenn sie unter hohem Drucke stehen und Gase eingeschlossen enthalten.

Es folgt aus den Versuchen: I. Werden nicht gebundene feuchte oder flüssige Gesteinsmassen bei Anwesenheit von Gasen einem Drucke ausgesetzt, so dass die Gase nicht oder nur sehr langsam entweichen können, so wird die fest werdende Gesteinsmasse schieferig oder geschichtet. II. In der Natur kann das geschichtete Gestein dadurch entstehen, dass entweder a) sedimentäre Schichten unter Gasdruck kommen, das sind Schiefer oder Urschiefer; b) vulkanische Gesteinsmassen im flüssigen Zustande unter starkem Gasdrucke stehen und langsam krystallinisch erstarren, das sind Gneis, Glimmerschiefer, Amphibolit u. s. w. III. Aus dem Versuche ergiebt sich, dass bei vulkanischen Gesteinen eine Schichtung (speziell Schieferung) vorkommen kann.

Tektonische und Erosionsthäler in der Mark besprach E. Zache[1]). Er weist darauf hin, dass in dem Thalzuge Netze-Warthe-Oderbruch wahrscheinlich ein Senkungsgebiet, ein Graben, vorliegt, dessen Entstehung er an den Schluss der Eiszeit verlegt und den Beginn der Abschmelzperiode von diesem Momente abhängig macht. »Während vor der Senkung die östliche Mark ein fast horizontales Eisfeld war, wie das heutige Grönland, auf dem die Schmelzwässer sich annähernd gleichmässig verteilten, wurde durch die Störung der Anstoss zu grössern Schmelzwasserstrassen gegeben. Weitab aber von den Einbruchszügen, gleichsam im Mittelpunkte der Horste und Schollen, hielt sich das Eis und verschwand nur sehr allmählich, hauptsächlich durch Verdunstung. Während daher auf den Abhängen und in den Rinnen das strömende Wasser die Moräne zerstörte, blieb sie im Mittelpunkte der Schollen mehr oder weniger gut erhalten. Diese Überreste sind die sogenannten Endmoränenzüge. Mit ihrer Lage hängt daher aufs innigste auch die Verteilung der Rinnen auf den Plateaus zusammen.«

Zache möchte endlich die Grabenzone des Oder-, Warthe- und Netzebruches zum Störungsgebiete der Ostsee rechnen und in Erweiterung der Untersuchung Deeke's das Oderbruch als einen Graben im Sinne des hercynischen Systems und das Netze-Warthebruch als einen solchen des erzgebirgischen ansprechen. »Die Parallelität des Grabenzuges mit der pommerschen Küste ist überraschend gross, sie erstreckt sich bis auf die geringsten Abweichungen. So z. B. entspricht die Abbiegung des Netzebruches von der Hauptrichtung zwischen Czarnikau und Schneidemühl genau dem Stücke der Ostseeküste bei Rügenwalde. Die Parallelität mit den Störungen an der Odermündung lässt sich noch einen Schritt weiter verfolgen. Auch der dritte Störungstypus, der småländische, wie ihn Deeke nennt, ist hier anzutreffen. Wie das untere Oderthal zwischen Schwedt und Stettin diesem folgt, so thut dies oberhalb das Thalstück zwischen Frankfurt und Reitwein. Das beweist auch hier

[1]) Potonié's Wochenschrift 1898. Nr. 27. p. 313.

wieder das Breitenverhältnis. In dem Abschnitte Frankfurt-Reitwein ist das Thal 6 *km* breit und in dem oberhalb sich anschliessenden Stücke zwischen Brieskow und Frankfurt nur 2½ *km*. Und ausserdem gehen beide Abschnitte nicht allmählich ineinander über, sondern die Erweiterung erfolgt vielmehr ganz plötzlich. Der Engpass der Oder zwischen Brieskow und Frankfurt ist durch die Erosion hergestellt worden. Den Anfang dazu machten die Schmelzwässer des Sternberger Plateaus, welche ehemals in den Betten der heutigen Eilang und Pleiske abflossen. Als sie endlich das Trennungsstück bis zum Niveau des Uroderbettes zwischen Fürstenberg und Brieskow abgewaschen hatten, warf sich jene in diesen Engpass und erweiterte ihn allmählich, ein Prozess, welcher bis zum heutigen Tage noch nicht beendet ist. Da die Terrasse zwischen Brieskow und Fürstenberg 40 *m* Meereshöhe und das Oderthal zwischen Frankfurt und Reitwein 20 *m* Meereshöhe besitzt, so muss hier der Strom bei seinem ersten Durchbruche mit starkem Gefälle hinabgeflossen sein. Noch heutigen Tages ist die Differenz nicht völlig ausgeglichen. Für den Abschnitt von der Bobermündung bis zur Neissemündung sind 0.27 ‰ Gefälle vorhanden, für das Stück zwischen der Neissemündung und Frankfurt 0.282 ‰ und für die Strecke zwischen Frankfurt und der Warthemündung 0.266 ‰. Die allmähliche Austiefung des Oderbettes zwischen Neu-Zelle und Frankfurt bis auf 25 *m* wurde nur durch den Niveauunterschied in beiden Stromabschnitten möglich gemacht.«

Das ägyptische Natron-Thal. Beiträge zur Topographie und Geochemie des ägyptischen Natron-Thales haben G. Schweinfurth und L. Lewin geliefert[1]), aus Anlass der Zusendung einer Salzprobe, welche zu Qurna bei Theben in einer Grabkammer aus dem 15. bis 16. Jahrhunderte v. Chr. aufgefunden wurde.

Das Natron-Thal liegt westlich vom Nilarme von Rosette, und nach den von Schweinfurth mitgeteilten neuern Aufnahmen ist der Spiegel des Natron-Sees Abu-Gibara 23.6 *m* unter dem Niveau des Mittelmeeres. Dieses Depressionsgebiet verdankt seine Entstehung nach Schweinfurth »wahrscheinlich einem Absinken der von den Trümmern (Kiesen) jüngerer Gebilde bedeckten Platte von Nummulitenkalk, deren Streichlinie ziemlich genau von Ost nach West gerichtet zu sein scheint. Hier bildete sich ein von OSO nach WNW gerichteter, auf über 100 *km* zu verfolgender, wenig geschweifter Längsbruch, der im mittlern Teile doppelseitig verläuft, und dem sich südwärts in höhern Lagen zahlreiche Staffelbrüche angliedern, untermischt von kleinen Kesseleinbrüchen. Im mittelsten doppelseitigen Teile dieses Längsbruches, welcher sich allein als Thal deutlich ausprägt, erreicht der Thalgrund in einer Ausdehnung von nahezu 20 *km* eine Tiefe unter dem Niveau des Mittelmeeres von 0 bis zu — 23 *m*. Der tiefste

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1898. **33.** p. 1 u. ff.

Thalgrund verläuft dem 75 *m* relative Erhebung betragenden Gesenke des nördlichen Bruchrandes zunächst und enthält eine Kette von zehn getrennten Seen (elf grössern und sieben bis acht kleinern), in denen sich die Natronsalze ausscheiden. Auf dieser Strecke nimmt die Thalsenkung die Gestaltung eines 10 *km* breiten, am östlichen Ende aber sich zur Breite von wenigen Kilometern verengenden Grabenbruches an, dessen Südrand beim Kloster Baramus, nach Lyons, um 80 *m*, beim Kloster Makarius dagegen um nahezu 200 *m* über den mittlern Thalgrund, der ungefähr mit dem Meeresspiegel zusammenfallen mag, emporragt, indem er sich zu einer schmalen Schwelle, vielleicht dem Westufer des alten Nil-Ästuariums, erhebt, die das Thal von den im Verhältnisse zu ihm sehr hoch gelegenen Senkungen des Uadi Farach (d. h. das leere Thal) scheidet. Dies ist das nämliche Thal, das viele Reisende mit dem in diesem Gebiete willkürlich auf verschiedene Senkungslinien angewandten Namen »Bahr-bela-ma« (»Fluss ohne Wasser«) zu bezeichnen beliebten.«

»Der Abstand des nächsten Natron-Sees vom Rosetter Nilarm bei Chatatbe beträgt nur 40 *km*, und den Infiltrationen ebnet sich auf dieser Strecke der Weg durch einen ungestörten horizontalen Schichtenverlauf, der im rechten Winkel zu dieser ostwestlichen Richtung streicht. Das Gefälle vom Hochwasser des Nil beim Pumpwerke Chatatbe (+ 14.5 *m*) bis zum Grunde des nächsten Natron-Sees Abu Gibara (— 23.612 *m*) beträgt im Maximum 38 *m*. Der von Hooker halbwegs dieser Strecke, 24.5 *km* von Chatatbe, vermittelst eines Stollens von 32.5 *m* Tiefe erschlossene Brunnen Viktoria zeigte bei + 8.15 *m* Meereshöhe Wasser und erwies somit den direkten Zusammenhang der Infiltrationswasser mit den Natron-Seen, ein Zusammenhang, der längst schon durch das Phänomen der Periodizität des Wasserstandes der letztern, der zu demjenigen des Nil in einem gewissermassen umgekehrten Verhältnisse steht, wahrscheinlich erschien. Ein ähnliches Argument: wenn der Nil steigt, fallen die Wasser in den Brunnen — hatte auch für den Zusammenhang der Oasenquellen mit dem Nil von jeher Geltung, wenn schon bei denen der grossen Oase infolge des diskordanten Fallwinkels der Schichten in ostwestlicher Richtung ein minder direkter Weg vom nächsten Nil und die Gegend der Wasserentnahme weiter südlich im nördlichen Nubien angenommen werden musste.

In den Natron-Seen hat das Wasser seinen höchsten Stand Ende Dezember; in den Monaten Mai bis Juli, also innerhalb der hundert kritischen Tage des tiefsten Nilstandes, trocknen die meisten Seen aus. Die Verdunstung, die alsdann 20—25 *mm* für den Tag betragen mag, bewirkt ein Austrocknen aller Seen bis auf diejenigen von Ga'ar und Rusanieh. Nach Hooker, dem wir diese letztere Angabe verdanken, erreichen manche Seen im Winter eine Wassertiefe von bis 2 *m*. Die mittlere Wassertiefe der Seen wurde nur zu 70 *cm* angegeben. Der Wasserspiegel desjenigen von Abu Gibara soll nur um 40—50 *cm* zwischen Sommer und Winter schwanken.

Abgesehen von den dem Nil entspringenden Infiltrationen ist die Wassermasse der Seen auch in hohem Grade abhängig von den jährlichen Regenmengen, die in diesen Strichen einen sehr schwankenden Betrag darthun.

Die überaus zahlreichen Quellen, die sich auch im Umkreise der Seen an vielen Stellen Bahn brechen, verraten hinsichtlich ihres Gehaltes an Salzen ein sehr ungleichartiges Verhalten. Ein grosser Teil derselben führt Wasser von so geringem Salzgehalte, dass ihrer Verwendung zu Kulturzwecken nichts im Wege steht. Auch hat der in letzter Zeit allein zur Ausbeutung gelangende See Abu Gibara durch einen Damm in zwei Hälften abgeteilt werden müssen, weil der nördliche durchaus süsses Wasser enthielt und der Konzentration der Salzlauge in der südlichen Seehälfte Abbruch that. Die salzärmern Quellen haben denn auch überall in der Umgebung der Seen üppige Dickichte von Rohr (Phragmites) und Typha hervorgerufen, die weite Strecken bedecken.«

Schliesslich besprechen die Verff. die bisherigen Ansichten über die Entstehungsart der in den Natron-Seen ausgeschiedenen Salze und kommen zu dem Schlusse, dass wahrscheinlich sowohl chemische Umsetzungen innerhalb der Infiltrationsrinnsale als auch pflanzlich-biologische Prozesse in denjenigen Seen, in denen die Bedingungen hierfür gegeben sind, an der Natronbildung beteiligt sind.

Das russische Flachland. Über seine Wahrnehmungen und Auffassungen dieses grossen Gebietes gelegentlich eines Besuches 1897 machte Dr. A. Philippson Mitteilungen[1]. Er hebt hervor, dass auf diesem Gebiete, welches über die Hälfte Europas, den ganzen Osten, einnimmt, zwischen dem Gebirgskranze des Ural im Osten, des Kaukasus und der Krim im Süden, der Karpathen und des skandinavischen Hochlandes im Westen, keine Unebenheit vorhanden ist, die auf den Namen eines Gebirges Anspruch machen könnte. »Mit Ausnahme verhältnismässig kleiner Teile herrscht überall flache ungestörte Lagerung der Gesteine: es ist eine starre Scholle, der seit den ältesten, organische Reste enthaltenden Formationen Faltungen ferngeblieben sind —, und die Meereshöhe dieser weiten Scholle ist nicht so bedeutend, dass die Erosion der Flüsse ein Gebirgsrelief hätte darin ausarbeiten können.

Trotz des Fehlens jeder gebirgsartigen Erhöhung sind doch auch eigentliche Ebenen grösserer Ausdehnung in Russland nur in einigen Gegenden vorhanden, besonders in der Nähe der Wasserscheiden, wo die Erosionskraft der Gewässer noch gering ist. Sonst ist das Land im allgemeinen durch die Erosionseinschnitte der Flüsse und Bäche mehr oder weniger stark gegliedert und in Hügellandschaften verschiedener Formen aufgelöst. Wenn man sich aber diese

---

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1898. **33.** Nr. 1 u. 2. p. 37 u. ff.

Erosionsthäler zugeschüttet denkt, also die Thätigkeit der Flüsse eliminiert, so erhält man allerdings eine ausserordentlich gleichartige Ebene. Das ganze zentrale Russland im weitesten Sinne, also der grösste Teil des russischen Flachlandes, bildet — wie gesagt, abgesehen von den Thälern und Thalbecken der Flüsse — eine flachwellige Hochebene von durchweg 200—300 *m* Meereshöhe, also von so geringen Höhenunterschieden, dass sie gegenüber der ungeheuern Ausdehnung dieses Plateaus verschwinden. Höher ragen nur wenige Stellen auf: das Plateau von Wolhynien und Podolien vor den Karpathen (bis über 400 *m*), das Steinkohlengebirge am Donetz, einige Punkte am Bergufer der untern Wolga und in den Waldaïhöhen und bei Minsk im nordwestlichen Russland (zwischen 300 und 400 *m* Meereshöhe). Niedriger sind dagegen nur die Gestadeländer der Meere, besonders aber das nordöstliche, zum Eismeere abfliessende Russland und das grosse Aralokaspische Becken.

Die riesige, so überaus gleichmässig hohe Plateaufläche Zentralrusslands ist aber kein Schichttafelland, ihre Ebenheit ist nicht durch den Bau des Untergrundes bedingt. Denn Formationen sehr verschiedenen Alters und verschiedener Höhenlagen treten in ihr zu Tage.«

Aber über alle diese verschiedenen Formationen hinweg zieht sich gleichmässig eine Plateaufläche von 200—300 *m* Meereshöhe.

»Diese Ebenheit bei ursprünglich unebenem Untergrunde ist allerdings zum Teil den mächtigen Oberflächenbildungen zu verdanken, die in Russland eine grosse Rolle spielen. Über die nördlichen zwei Dritteile des Landes breiten sich die mächtigen Geschiebesande und Geschiebemergel der ältern eiszeitlichen Vergletscherung aus. Sie verhüllen dort den Untergrund derartig, dass er auf weiten Strecken nur in den tiefsten Thaleinschnitten zu Tage tritt.

Der Süden Russlands ist dagegen überzogen von äolischer Steppenerde, von Löss. Aber diese Decke lässt sich an Mächtigkeit nicht mit der Glazialdecke vergleichen; sie bildet nicht eigene Oberflächenformen, sondern schmiegt sich den vorhandenen an, fehlt auch vielfach ganz, so dass das anstehende Gestein auf weitern Flächen sichtbar wird. Die Lössdecke ist übrigens jünger als die Glazialdecke, da an der Grenze beider der Löss bedeutend über die Glazialablagerungen übergreift.

So ist in Südrussland die Ebenheit der Plateaufläche nicht Folge der Verhüllung des Untergrundes; die Oberfläche des Gesteines selbst ist eben abgeschnitten. Und diese Fläche des nicht von Diluvium verhüllten Südrussland ist die unmittelbare Fortsetzung der Plateaufläche des vom Diluvium verhüllten Nordrussland.«

So muss man nach Philippson die russische Plateaufläche als eine einzige riesige Denudationsfläche betrachten, auf der alle Erhöhungen durch irgendwelche Agenzien bis auf ein bestimmtes Niveau abgetragen worden sind. Das Meer kann aber dabei keine Rolle gespielt haben, da auf der zentralrussischen Plateaufläche postglaziale

Meeresablagerungen unbekannt sind. Philippson glaubt, dass nur die Thätigkeit der Flüsse, für Nordrussland auch die der Gletscher herbeizuziehen sei, doch ist das Problem noch nicht spruchreif. »Nur so viel,« bemerkt Philippson, »kann man sagen, dass diese grosse russische Fläche nur in geringer Meereshöhe entstanden sein kann, also die russische Scholle damals an 200 *m* tiefer gelegen haben muss als heute.

In diese Plateaufläche haben dann die Flussläufe ihre mannigfaltigen Thalfurchen eingeschnitten, jedenfalls unter gleichzeitiger Hebung der ganzen Scholle bis zu ihrer jetzigen Höhe. So stammt das jetzige Thalsystem Zentralrusslands keinesfalls aus einer ältern Zeit als der Glazialperiode. In der That, neben breiten Thalbecken tragen zahlreiche Thäler in Russland in ihren steilen, unfertigen Formen sehr jugendlichen Charakter zur Schau.

Die Verschiedenheit der Oberflächengebilde, der Glazialablagerungen und des Löss, ist nun auch für die Beschaffenheit des Bodens und seine Vegetationsdecke massgebend. So teilt sich Russland in die zwei grossen Provinzen: die Provinz des Glazialbodens im Norden, die des Lössbodens im Süden. Die Grenze beider — die nicht mit der Verbreitungsgrenze der Gletscher zusammenfällt, da der Löss, wie gesagt, über die Glazialablagerungen übergreift — durchzieht Russland von Südwest nach Nordost, über Kiew, Nischnij-Nowgorod und Perm. Die Gletscherablagerungen zerfallen an der Oberfläche in einen hellfarbigen, leichten und sandigen, mehligpulverigen Boden, der hauptsächlich aus Quarzkörnchen besteht und sehr wenig Pflanzennährstoffe enthält: der Podsol. Seine natürliche Vegetationsdecke ist der Wald.

Die Steppenerde des Südens erscheint dagegen in der eigenartigen Ausbildungsweise der Schwarzerde (Tschernosjom). Von der Oberfläche bis zu den verschiedenen Tiefen hinab, im Mittel bis zu 1 *m* Tiefe, ist der Löss tiefschwarz gefärbt. Es ist immer nur die Oberflächenschicht, welche diese Farbe zeigt, und diese ist bedingt durch einen reichen Gehalt des Bodens an Humus (im Maximum bis zu 16 %). Der Unterschied des Tschernosjom vom gewöhnlichen Löss besteht also im wesentlichen in dem grossen Humusgehalte der Oberflächenschicht, dem die ausserordentliche Fruchtbarkeit dieses Bodens zuzuschreiben ist. Das ist die berühmte Weizenerde Südrusslands! Der Tschernosjom ist also keine primäre Abart des Löss, sondern nur eine oberflächliche Veränderung desselben. Welche Bedingungen es sind, die diesen Humusgehalt hier erzeugen und erhalten, ist noch nicht genügend aufgeklärt. Erst im äussersten Süden und Südosten Russlands geht diese Schwarzerde allmählich in gelbe Steppenerde über, während sie anderseits durch Übergangsgebilde mit dem Glazialboden verbunden ist.

Der Tschernosjom, wie überhaupt der äolische Boden, entspricht der Verbreitung der Steppen, in denen er sich bildet. In der Neu-

zeit freilich dringt der Wald siegreich in die Steppe vor, diese selbst aber ist grösstenteils in Ackerland verwandelt worden.

Dr. Philippson teilt in fünf Kapiteln zahlreiche Einzelbetrachtungen mit, auf welche hier verwiesen werden muss. Nur über die südrussischen Steppen möge einiges aus seinen Ausführungen Platz finden: »Die ganze Kuban'sche Steppenniederung besteht ausschliesslich aus lockern quartären Ablagerungen. Meile auf Meile geht es über die unermesslich braungraue Fläche — hier macht der Tschernosjom allmählich heller gefärbter Steppenerde Platz —, meist frisch gepflügte oder Stoppelfelder, zuweilen noch wilde Krautsteppen, spärliche Siedelungen mit auffallend vielen Windmühlen; hier und da einmal ein Landfuhrwerk, das sich mühsam durch den fusshohen Staub fortschleppt — das ist alles, was sich dem Auge darbietet. Aber auch diese ungeheuern Steppenflächen sind heute bereits zum grössten Teile dem Pfluge dienstbar gemacht und ein wichtiges Getreideland geworden; der einst als Pferde- oder Rinderhirt umherstreifende Kosak ist durch fleissige Ackerbauer ersetzt. Damit ist freilich auch ein gut Teil der Poesie der Steppe verschwunden.

Das Steilufer des Steppenplateaus besteht bei Odessa aus mächtigem Löss, darunter pliozänen Ablagerungen, und zwar oben Thonen und Sanden, darunter dem »Kalk von Odessa«. Diese Steilküste der jungtertiären Steppenplatte Südwestrusslands wird unterbrochen von den Thälern zahlreicher Flüsse und Flüsschen, die nicht bloss bis zum Meeresniveau, sondern auch unter dasselbe eingeschnitten sind. Denn in jüngster geologischer Zeit hat die Küste sich gesenkt, und die Thalmündungen sind vom Meere bis weit hinein überschwemmt worden. So sind die sogenannten Limane entstanden, tief in das Land eingreifende, trichterförmig sich landwärts zuspitzende Buchten; jeder Liman entspricht einer Thalmündung. Vor der Öffnung dieser Limane haben nun die Wellen aus dem an der Küste vorbeiwandernden Sedimente eine Sandnehrung aufgeschüttet. Nur die grössern Flüsse konnten sich durch diese Nehrungen einen Weg offen halten, der aber immer infolge des fortwährend von der Seite herzuwandernden Sandes sehr seicht ist. Die Limane der kleinern Flüsse dagegen sind ganz geschlossen. Da nun das Wasser in diesen geschlossenen Limanen ohne Abfluss verdunstet, ist es meist stark salzig, zum Teil sogar fast konzentrierte Salzlauge. So kommt es, dass die Mündungen selbst der grossen Flüsse an dieser Küste nur kleinen Schiffen als Hafen dienen können. Ausserdem liegt auch der Steilküste fast überall ein breiter Sandstrand und ein sehr seichtes, weil stark zugeschwemmtes Meer vor. So ist diese Küste für die Schiffahrt sehr ungünstig. Die einzige Stelle, die einen guten Landeplatz bietet, ist die von Odessa; nur hier, wo die Küste plötzlich eine Einbiegung macht, ist der Strand schmal, und genügend tiefes Meer tritt bis an die Küste heran.«

Über die Formen der asiatischen Wüste verbreitete sich Prof. Joh. Walther auf Grund seiner Studien in Transkaspien und Buchara[1]):

»Während,« sagt er, »in unserem Klima jedes Sandkörnchen nach langer Wanderung endlich dem Meere zugeführt, jedes gelöste Salzteilchen dem Salzgehalte des Ozeans hinzugefügt wird — sammeln sich in den Depressionen der Wüste alle diese mechanischen und chemischen Massen an, tiefe Thalmulden füllen sich mit Konglomeraten, weite Ebenen bedecken sich mit Flugsand, flache Becken füllen sich mit Gips und Salzlagern. Geschichtete und ungeschichtete Ablagerungen häufen sich an, und wir glauben, die Sedimente eines Meeres vor uns zu sehen, während wir die Gesteine studieren, die in einem festländischen Wüstengebiete gebildet worden sind.

Charakteristische Wüstenerscheinungen treten uns in Transkaspien überall entgegen: Hier liegt ein Felsblock, dessen Inneres eine grosse Höhlung zeigt, und der nur aus einer handbreiten Rinde besteht; dort überragt eine weit vorspringende Felsbank eine tiefe, schattige Felsenbucht, und wie Eiszapfen hängen gebräunte groteske Felsenzacken von ihrer Kante herab. Hier ist eine Felsenwand durch eine Reihe von länglichen Öffnungen durchbrochen, die sich zu einem innern Gange verbinden; dort erhebt sich ein riesiger Felsenpilz über seinem verengten Fusse. Kieselreiche Spongien in einem gelben Kalksteine sind mit dunkelbraunem Wüstenlacke überzogen, herumliegende Kiesel sind durch den Sandwind rundgeschliffen, oder ein klaffender Spalt trennt sie in zwei nebeneinander liegende Hälften.

Wenn so dieselben Phänomene, wie sie die afrikanischen und amerikanischen Wüsen bieten, auch in Zentralasien auftreten, so müssen es hier wie dort dielben Ursachen sein, die solche Ursachen hervorrufen.

Von keiner Vegetation geschützt, ist in der Wüste der Erdboden den glühenden Sonnenstrahlen ausgesetzt, und wie der Spaltenfrost in unsern Breiten, so wirkt der Wechsel von mittägiger Hitze und nächtlicher Kälte in der Wüste auf die Gesteine ein.

Wenn ein kalter Stein durch die Sonnenstrahlen erwärmt wird, dann dehnt sich seine Oberflächenschicht aus und gerät in eine solche Spannung, dass sie sich wohl rindenartig abheben, aber niemals radial zerspringen kann. Wird aber ein erwärmter Stein abgekühlt, so schrumpft die Oberflächenschicht zusammen und wird kleiner als der noch warme, innere Kern. Somit scheint die in der Wüste so oft beobachtete Abschuppung oder Desquamation durch Erwärmung zu entstehen, während die Bildung klaffender Sprünge eine Folge der Abkühlung sein muss. Livingstone beschreibt auch, dass in Südafrika nachts die Felsen krachend und polternd auseinanderbrechen, und in den texanischen Wüsten hat Steeruwitz dasselbe Phänomen mehrfach beobachtet.

Bei weichen, marinen Sedimenten spielt aber nach Schweinfurth der Salzgehalt des Gesteines noch eine wichtige Rolle. Die beschatteten Grotten unter überhängenden Felsen sind mit zahllosen, dünnen Gesteinsplittern und Scherben bedeckt, die sich leicht ablösen lassen und den Boden der Grotte übersäen. Jeder dieser kleinen Splitter ist mit einer dünnen Salzkruste überzogen, die, in einer Kapillarspalte auskrystallisierend, das Bruchstück gelockert und abgelöst hat. So haben die Temperaturunterschiede vorgearbeitet und ein reiches Material zarter Gesteinsfragmente geschaffen, das der vorbeistürmende Wind aufheben und davontragen kann. Als solche »Deflations«-Erscheinungen müssen wir die seltsamen Formen der Felswüste bezeichnen.

Die Wirkung der Deflation lässt sich bei uns aus zwei Gründen schwer studieren. Erstens ist Deutschland fast überall mit Vegetation überzogen,

---

[1]) Potoniés Naturwiss. Wochenschrift 1898. Nr. 21.

der nackte Felsboden wird von Rasen, Heide, Moos, Flechten und Wald gegen die Angriffe des Windes geschützt, und durch die elastischen Pflanzenteile wird seine Kraft überall gemildert. Dann aber ist bei uns der Wind fast stets der Vorbote oder Begleiter des Regens.

In der Wüste liegt der Felsboden ungeschützt da, und bei schönstem Sonnenscheine erheben sich die furchtbaren Glutwinde. Ihre Kraft ist unwiderstehlich, und alles lockere Material, das durch die Insolation auf ihren Weg ausgestreut wurde, deflatieren sie leicht und spielend. Am 27. September 1897 wanderte Walther von der Station Perewal nach Norden. Es wehte bei schönstem, klarem Wetter ein Wind daher mit einer Geschwindigkeit von 300 *m* in der Minute. Auf der mit runden Kieseln übersäeten Lehmwüste fegte er jedes Sandkörnchen, jedes lockere Splitterchen hinweg, und indem er gleichzeitig die über dem Boden ruhende 46° heisse Luftschicht mit sich riss, bildeten sich zahllose, aufsteigende Luftwirbel, welche die deflatierten Staubmassen in die Luft trieben. Von einem hohen Barchân nach dem persischen Grenzgebirge blickend, konnte Walther die Höhe dieser Staubzungen auf 300 *m* schätzen.

Regenwasser und Wind führen den Schutt des Gebirges aus den felsigen Schluchten heraus, breiten ihn über die Ebene, und je mehr man sich von dem Fusse der Gebirge entfernt, desto mehr löst der Wind das Wasser ab, desto mehr verwandelt sich die Kieswüste in die Sandwüste. Ein breites Band von Lehmwüste bildet eine vermittelnde Übergangszone.

Da, wo die periodisch oder dauernd fliessenden Wasser versiegen, lagern sich die feinsten Schlammteilchen und die chemisch gelösten Salze ab; deshalb sind Lehmwüste und Salzsteppe auf das engste verbunden. In dem Masse, wie der Salzgehalt des Bodens zunimmt, verschwindet die Vegetation, und endlich entstehen jene seltsamen Takyrböden, die längs der transkaspischen Bahn mit ihrer silbergrauen Fläche jedem Reisenden in die Augen fallen. Im Frühjahre, wenn der Schnee im Gebirge schmilzt, wenn heftige Regengüsse die Ebenen tränken, da spriesst und blüht eine reiche Flora auf der Lehmsteppe empor. Tulpen und Schwertlilien, Colchicum, Bongardia, Leontice, farbenprächtige Mohne und elegante Delphinien prangen im herrlichsten Blütenschmucke. Schwärme von Zugvögeln beleben die Steppe, und die Herden der Turkmenen finden reiche Nahrung. Dann kommt der Sommer mit seiner Hitze, und matt und dürr sinken die Blüten zusammen. Der dürre Lehmboden tritt wieder zu Tage, und nur graugrüne Artemisien erfüllen die trockene Luft mit ihrem balsamischen Dufte, und Alhagi camelorum bringt etwas Abwechselung in die eintönige Färbung des Bodens.

Wo aber das Salz im Boden sich anreichert, da gedeihen üppige Felder von Salicornia herbacea. Ihre zartgrünen oder fleischroten Blüten umkränzen mit heitern Farben den silbergrauen Teppich des Takyrs, den scharfe Trockenrisse in polygonale Felder zerschneiden und dabei die ausgezeichnete Schichtung der ganzen Ablagerung enthüllen. Die Fussspuren der letzten Zugvögel bleiben die einzigen Zeichen des Lebens, und bald zaubert nur noch die Fata Morgana trügerische Wasserspiegel auf die leblose Wüste.

Manche Wasseradern bringen nur wenig Schlamm, dafür aber chemisch gelöste Salze nach den flachen Senken der abflusslosen Gebiete. Hier entstehen Salzseen und Gipslager. Von hohen Sanddünen rings umgeben, liegt glatt und weiss wie eine frischbeschneite Eisfläche der Salzsee bei Mullahkara. Tausende von Zentnern Salz werden in jedem Jahre daraus gewonnen und durch lange Kamel-Karawanen nach der Bahn gebracht, aber immer ersetzt sich das Salz, immer wieder strömen salzige Zuflüsse der Wanne zu. Ein Kranz grünen Buschwerkes umzieht einen Teil des Ufers. Hier bedeckt schwarzer, nach Schwefelwasserstoff riechender Schlamm den Boden des Salzsees, an andern Stellen überzieht ihn eine blendendweisse Kruste schöner Salzkrystalle. Dichte Schwärme von Artemia salina treiben sich in der Mutterlauge herum, und bisweilen ist das Salz sogar

rötlich gefärbt von den darin eingeschlossenen Krebschen. Ein zweiter Salzsee in der Nähe ist bedeckt mit einer dichten Salzdecke, blendendweiss wie frischgefallener Schnee. Unregelmässige Öffnungen lassen an manchen Stellen erkennen, dass auch auf dem Boden Salzkrystalle ausgeschieden werden. Der graue Lehmboden ist ganz gespickt mit eleganten Gipsdrusen, die wie das Salz immer aufs neue entstehen und plötzlich an einer Stelle erscheinen, wo man sie früher nicht bemerkt hat.

Während des ganzen Sommers weht über die Karakum ein von Norden kommender Wind. Sandwolken treibt er vor sich her, und wo sich am Boden ein kleines Hinderniss findet, da bildet sich rasch ein flacher Sandhaufen von schildförmiger Gestalt — die Urdüne.

Die flache, schildförmige Urdüne bildet wieder selbst ein Hindernis für den herantreibenden Sand, der da entlang läuft, wo er die wenigsten Widerstände zu überwinden hat. Demgemäss wachsen am Vorderende des Sandhaufens zwei sich immer mehr verlängernde Sichelarme heraus. Der Sand rollt über den flachen Rücken entlang und fällt dann an dessen Kopf hinab. So bildet sich im Profil durch die windgetriebenen, rollenden Sandkörner ein mit 10° flach ansteigender Rücken, durch die abfallenden Sande aber eine unter 35° scharf abgesetzte Stirn, und der Grundriss des flachen, eiförmigen Sandhaufens verwandelt sich in eine 35 Schritt breite und 33 Schritt langgezogene Halbmondgestalt — die typische Sicheldüne, der turkestanische Barchân ist fertig. Oft kommen zwei benachbarte Barchâne so nahe aneinander, dass sie seitlich verschmelzen, und solche Zwillings- und Drillings-Barchâne lagern überall zwischen den Einzeldünen.

Oft legen sich viele Barchâne seitlich aneinander, dass ein langer Wellenkamm entsteht, und wenn das ganze Jahr eine Windrichtung vorherrscht, dann verwandeln sich ohne Zweifel die Barchânreihen der Karakum in die regelmässigen, langgestreckten Sandkämme, wie sie aus der Libyschen Wüste bekannt sind. In der Karakum kommt es nicht dazu, denn im Oktober beginnt der Wind aus Süden zu wehen. Bei Murgak war Walther Zeuge dieses Umschlagens des Windes gewesen und hatte mit eigenen Augen den Beginn der Formveränderung an den Barchânen studieren können. Bei der zweiten Durchfahrt durch die Sandwüste von Repetek war der Prozess schon weiter vorgeschritten: die Dünen waren umgekrempelt, ihre Kante war nach Norden umgeschlagen; die beobachteten Erscheinungen sind gesetzmässig.

Während des ganzen Sommers herrscht nämlich ein nach Osten abgelenkter Nordwind. Unter seinem Einflusse bilden sich die Tausende der nach Süden geöffneten Sicheldünen. Viele verschmelzen seitlich miteinander und würden sich in lange Sandberge, ähnlich den Küstendünen, verwandeln, wenn nicht Ende Oktober der Südwind einsetzte. Die Barchâne krempeln sich um, und von November bis Ende Januar wandert der umgeschlagene Dünenkamm über seinen eigenen Rücken hinweg 12 *m* nach Norden. Würde der Winterwind dem Sommerwinde genau parallel sein, so könnten die seitlich verschmolzenen Barchânreihen gemeinsam nach Norden wandern; aber die Windabweichung von 10° bedingt es, dass sich die Ketten trennen und im Januar neu gruppieren. Mit Februar setzt der Nordnordostwind ein und treibt den Dünenkamm wieder zurück. Da er stärker und länger weht, kann jetzt die Düne 18 *m* wandern, so dass in jedem Jahre ein Überschuss von 6 *m* Sand von dem Bahndamme entfernt werden muss. Es ist zu erwarten, dass die jetzt begonnene Bepflanzung eines 5 *km* breiten Streifens neben der Bahn diesem gefährlichen und kostspieligen Sandtreiben Einhalt thut.

Zahllose Flüsse und Bäche versiegen im Sandmeere, und wenn sie schlammiges Wasser führen, bildet sich eine fruchtbare Oase mitten im Sande; enthalten sie gelöste Salze, dann entsteht dort ein Salzsee oder ein salzreicher grauer Takyrboden. Bei Repetek bilden sich aus dem gipshaltigen Grundwasser einer flachen Senke innerhalb des Sandmeeres prachtvolle Drusen fingerlanger Gipskrystalle, die immer wieder wachsen, wenn man den Boden von ihnen befreit hat.

Nur ein Fluss durchschneidet ungestraft die Karakum und findet erst im Aralsee sein frühes Ende. Der altberühmte Oxus oder Amudarja. In zahllosen Wirbeln strudelt und gurgelt das schlammige Wasser mit reissender Geschwindigkeit. Feingeschichtete Schlammbänke im Strome verändern jedes Jahr ihre Gestalt, und bei Hochwasser drängt seine Flut so gewaltig an das rechte Ufer, dass bei Farab 8000 Menschen Tag und Nacht arbeiten mussten, um die gefährdeten Dämme zu schützen. Der Fluss drängt in 20 Jahren etwa eine Werft nach rechts.

Diese Thatsache kann zwar nicht die vielbesprochene Hypothese beweisen, dass der Oxus in historischer Zeit in den Kaspi geflossen sei, denn um die 800 *km* breite Fläche von dorther zu durchwandern, würde er rund 15 000 Jahre gebraucht haben. Aber eine andere Erscheinung findet hierin ihre Erklärung: Das Sandmeer zwischen Merw und dem Oxus ist 200 *km* breit, rechts vom Flusse folgt abermals eine Sandzone von 100 *km*, und auf beiden Ufern hat der Sand dieselbe Beschaffenheit. Wenn der Sand jedes Jahr 6 *m* nach Süden wandert, und gleichzeitig der Fluss nach Nordosten drängt, so muss der Sand in irgend einer Weise das Oxusbett überschreiten. Und da die Breite des Flusses ein direktes Hinüberfliegen des Sandes unmöglich macht, ist unabweisbar, dass die am rechten Ufer losgerissenen Sandmassen eine Strecke lang stromabwärts getrieben und am linken Ufer wieder abgesetzt werden. Dort beginnt der Wind den unterbrochenen Transport aufs neue und treibt den gereinigten Sand wiederum in hohen Sicheldünen nach Süden.

Wie eine gelbe Stratuswolke verhüllte der Wüstenstaub tagelang den Horizont, Staubwolken lösten sich von der Steilwand des Kubadagh ab und wirbelten lustig hinaus über die blaue Meeresbucht, Staubnebel zogen wie flackernde Flammen über die Lehmsteppe bei Perewal, Staubtromben drehten sich langsam über die von der Mittagssonne erhitzte Ebene. Am Fusse des Kopet-dagh und in der Umgebung von Samarkand sind die Staubmaterialien als 20 *m* hohe Lössmassen aufgeschichtet und in zahllosen, guten Aufschlüssen der Untersuchung zugänglich. Was Ferdinand v. Richthofen von dem Osten Zentralasiens beschrieben hat, trifft Wort für Wort auf Turkestan zu. Ungeschichtete gelbe Lehmwände, von vertikalen Klüften durchzogen, von senkrechten, engen Thalschluchten zerschnitten, sind oft so fest diagenetisch verkittet, dass das Gestein mit muscheligem Bruche unter dem Hammer klingt. Lössschnecken fand Walther nicht, Wurzelröhrchen sind häufig, und lange Zungen von Geröll keilten sich bei der Ruinenstadt Chiviabad, nahe der persischen Grenze, im ungeschichteten Löss aus.«

Die sogenannten Thonpfannen Australiens sind von der Horn-Expedition untersucht worden[1]). Es sind, nach dem Berichte von Prof. Hahn über diese Expedition, gewöhnlich flache, seichte Einsenkungen, oft fast kreisförmig, meist aber von unregelmässigem Umrisse und gewöhnlich ohne jede Vegetation. Sie sind meist von Lehmflächen oder Sandhügeln umgeben, und während sie im Kreidegebiete häufiger sind, kommen sie doch auch auf den Ebenen und in den Thälern des Ordovicischen Gebietes vor.

Thonpfannen schwanken im Durchmesser von einigen Fuss bis 12 *km*, das Mittelmass beträgt 45—90 *m*; sie sind sehr seicht, die Tiefe ist meist nur $^1/_2$—1 *m*, selten $1^1/_2$ *m*. Der Rand ist bisweilen unbestimmt, indem die Ebene unmerklich in die Pfanne übergeht, das einzige Anzeichen der Grenze ist dann der Rand der feinen Schlammablagerungen, welche den Boden der Pfanne be-

[1] Petermann's Mitt. 1898. p. 8.

decken. Bisweilen reichen auch die Sandhügel bis zur Pfanne und bilden dann eine deutliche Grenze. Das Entwässerungsgebiet der Pfannen ist immer sehr klein. Wasser hält sich selten länger als 1—2 Monate, höchstens in einzelnen Fällen 3—4 Monate darin; nur in ganz wenigen Thonpfannen, wie in der Conlon-Lagune, bleibt es noch länger. Das Wasser hat von dem beigemengten Schlamme gewöhnlich eine rötlich-gelbe Farbe; ist es verdunstet, zeigt der Boden einen ausserordentlich feinen, sehr glatten Schlamm, in welchem sich später zahlreiche Risse und Sprünge bilden.

Streich hatte die Ansicht aufgestellt (Transact. R. S. of South Australia, Bd. XVI, T. 2, S. 90), dass die Thonpfannen einem Aufsteigen unterirdischen Wassers an der Grenze zwischen der sedimentären und der metamorphischen Formation zuzuschreiben seien. Die Geologen der Horn-Expedition haben eine andere Erklärung gegeben. Die Thonpfannen bezeichnen danach ganz flache Einsenkungen in der Ebene, wo das Wasser sich ansammeln kann. Zunächst sickert das Wasser in die porösen Schichten ein, aber es hinterlässt eine feine Schlammschicht, die mit jedem neuen Regenfalle stärker wird und endlich genügt, fernere Einsickerungen zu verhindern. Nun hält sich das Wasser längere Zeit und unterliegt fast nur noch der Verdunstung.

Die grösste gesehene Thonpfanne, Conlon-Lagune genannt, lag einige Kilometer südlich vom Heavitree Gap. Sie ist 4 *km* breit und 12 *km* lang. Die Tiefe überstieg nicht $1^1/_2$ *m*. Die Pfanne, welche gerade im Austrocknen begriffen war, hat keinen sichtbaren Ausfluss, sondern bildet ein kleines Becken für sich.

Das Hochgebirge des Kaukasus ist seit einigen Jahren der Schauplatz der Forschungen von Moritz v. Dechy, über dessen Thätigkeit 1897 folgendes verlautet[1]): Das Reisegebiet lag im östlichen Teile des Kaukasus: zuerst wurde die Nordseite der Perikitelischen Kette bereist, die vergletscherten Hochthäler besucht und der höchste Gipfel Datach-Kort (4272 *m*) erstiegen. Über den 3551 *m* hohen Katschulam-Pass, den grössten Gletscher auf der Nordseite dieser Kette, den Katschu-Gletscher überschreitend, gelangte der Reisende nach dem Südabhange in das Thal des Perikitelischen Alasan. Die Nordthäler der Kette sind wasserreich, die Hänge mit Wald bekleidet, eine reiche Vegetation reicht bis an das Eis der Gletscher, während im Süden das baumlose Hochthal des Perikitelischen Alasan hinaufzieht nach dem Adzunta-Pass (ungefähr 3550 *m*), über welchen man sich dem Chewsurischen Alpengebirge zuwandte, dessen inneres System nach Radde, dem grossen Kenner des Kaukasus, von europäischem Menschenfuss unbetreten, eine *terra incognita* geblieben ist. Der Festlegung einer Route und dem Verfolgen derselben legten sich in den Chewsurischen Alpen grosse Schwierigkeiten entgegen. Über eine Reihe von Hochpässen wurde

[1]) Verhandlungen d. Ges. f. Erdkunde zu Berlin 1898. Nr. 7. p. 331.

die Durchquerung dieses orographisch sehr verwickelten Gebirgssystems ausgeführt. — Es waren dies von Ost nach West: Anatorisgele[1] (ca. 2600 *m*), Kalatonis-gele (ca. 3150 *m*), Schibu-gele (ca. 3450 *m*) und Inkwari-gele (ca. 3500 *m*). Die äussere Physiognomie der Chewsurischen Alpen ist verschieden von der zentralen Kette und auch von den im Osten angrenzenden Gebirgen. — Die Thäler sind vegetationsarm, steinig, ohne Wald. Gletscher und Schneebedeckung sind insbesondere im östlichen Teile unbedeutend trotz der grossen Höhe der Bergketten, deren Steilheit grössere Schneeansammlungen nicht begünstigt. Die herrschenden Gesteine sind Thonschiefer. Es wurden auf den Hochpässen von Eisenoxydhydrat braun gefärbte kleinkörnige, kalkhaltige Quarzsandsteine, schwarzgraue Thonschiefer, auch mit Quarzadern und weissen Quarzkrystallen durchzogene und bleigraue, feingefaltete Thonschiefer mit weissen Quarzadern, anstehend beobachtet. Ausser der geologischen und botanischen Sammlung wurde eine grössere Anzahl photographischer Aufnahmen, die ersten aus den Hochregionen dieser Berggebiete, hergestellt.

Das Rila-Gebirge und seine Vergletscherung ist von J. Cvijić untersucht worden[2]). Dieses Gebirge ist das höchste der krystallinischen Gebirge des Rhodope-Systems und dürfte seiner mittlern Erhebung nach auch das höchste Gebirge der Balkanhalbinsel sein. »Letztere beträgt, nach einer hypsographischen Kurve ausgerechnet, 1870 *m*, bei einem Flächeninhalte von 1152 *qkm*. Eine eingehende Einsicht in die Höhenverhältnisse des Rila-Gebirges ermöglicht die folgende Zusammenstellung:

Auf die Höhenschicht von	600— 900 *m*	entfallen	21.28 *qkm*
» » » »	900—1200 »	»	69.89 »
» » » »	1200—1500 »	»	244.16 »
» » » »	1500—1800 »	»	188.52 »
» » » »	1800—2100 »	»	218.94 »
» » » »	2100—2400 »	»	269.18 »
» » » »	2400—2700 »	»	134.11 »
» » » »	2700—2923 »	»	6.18 »
			1152.26 *qkm*

Die Höhen von 2100—2700 *m* nehmen also einen relativ grossen Raum ein, insbesondere ist die starke Verbreitung der Höhenschichten von 2100—2400 und 2400—2700 *m* auffällig, welche einen Flächeninhalt von 269, bezw. 134 *qkm* einnehmen und dem Rila-Gebirge die Gestalt eines hohen Massivs verleihen. Auf die Höhen von 2700 *m* aufwärts entfällt im Rila-Gebirge ein Flächeninhalt von über 6 *qkm*, und auf der ganzen Balkanhalbinsel sind sonst nur zwei Gipfel, welche die Höhe von 2700 *m* überschreiten (Olymp und Ljubeten am Šardagh); im Rila-Gebirge kommen zwölf solcher Gipfel vor und 30 von mehr als 2500 *m* Höhe. Diese Angaben geben eine weit genauere Vorstellung über die Höhenverhält-

[1]) gele = Pass.
[2]) Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1898, Nr. 4, S. 201 ff.

nisse des Rila-Gebirges als der Vergleich seiner höchsten Spitzen mit den andern der Balkanhalbinsel; denn sein höchster Gipfel, der Mussala, ist der zweithöchste der Balkanhalbinsel: er wird nur vom Olymp um etwa 50 *m* überragt. Der dritthöchste Gipfel der Balkanhalbinsel, der Čadirtepe (2780 *m*), gehört ebenfalls zum Rila Gebirge.

Einzelne Teile der Rila zeichnen sich weiter durch scharfe Kamm- und Gipfelformen aus, welche als Hochgebirgsformen bezeichnet werden müssen. Auch in dieser Beziehung übertrifft sie bei weitem den Šardagh, die Komovi, den Durmitor und den Balkan, sehr wahrscheinlich auch die übrigen hohen Gebirge der Balkanhalbinsel, den Olymp, den Pindus und die übrigen griechischen Gebirge. Für die Gestaltung der Rila ist das Vorhandensein von typischen Karen charakteristisch; ausserdem kommen in derselben so zahlreiche kleine Seen und Firnflecken vor, wie in keinem der Gebirge der Balkanhalbinsel.«

Prof. Cvijić schildert genauer die von ihm festgestellten Spuren ehemaliger Gletscher; sie finden sich vorwiegend auf den Nordgehängen der Kämme und Grate, ausnahmsweise auch auf der Ostseite. Die niedrigsten Gletscherspuren im Rila-Gebirge befinden sich im Thale der obern Leva Reka in 1700 *m* Höhe, Moränen nirgends unter 1900 *m* Höhe. »Die eiszeitliche Schneegrenze im Rila-Gebirge lag in einer Höhe von nahe an 2200 *m*. In den Pyrenäen hatte sie eine Höhe von 1700 *m*, in der Tatra 1500 m, in den Ostalpen 1200—1300 *m* und im südlichen Jura 1000 *m*. Wie oft das Rila-Gebirge während der Eiszeit vergletschert war, lässt sich auf Grund dieser ersten Untersuchungen nicht sicher beantworten. Die drei Terrassen im Thale des Černi Iskar und die hintereinander liegenden Moränen in der Kriva Reka könnten auf verschiedene Vergletscherungen zurückgeführt werden, können aber auch einer und derselben Gletscherperiode angehören. Die Rila ist der südöstlichste Punkt in Europa, auf welchem die Spuren der eiszeitlichen Gletscher erwiesen sind. Durch Nachweis von Spuren alter Gletscher auf der Rila wird zum erstenmal die Eiszeit auf der Balkanhalbinsel nachgewiesen, und die mehrfach, insbesondere von v. Hochstetter und v. Mojsisovics wiederholte Behauptung, dass die Halbinsel keine Eiszeitspuren habe, ist nicht mehr haltbar.«

Die Kare sind die auffallendsten Formen in der Gestaltung des Rila-Gebirges. »Sie sind halbkreisförmige, breite Nischen, welche eine steile Hinterwand haben und auf der andern Seite gegen ein Thal geöffnet sind. Ihr Boden ist in der Regel flach, häufig schüsselförmig und birgt wassererfüllte kleine Wannen, welche entweder durch einen Felsriegel oder durch Moränenwälle abgedämmt sind. Dazwischen erheben sich Rundhöcker, bedeckt mit Gletscherschliffen und Schrammen.

Die Kare öffnen sich nach abwärts in ein stufenförmiges Thal und stellen somit den höchsten, meist treppenförmig ausgebildeten Schluss eines solchen dar. Seltener sind Gehänge-Kare.

Höhe und geologische Zusammensetzung der höchsten Gipfel der Balkan-Halbinsel.

Krystallinisches Gebirge	Gebirge des Dinarischen Systems	Gebirge des Balkanischen Systems
1. Olymp? Geologische Zusammensetzung: krystallinische Schiefer, Phyllite, krystallinisch. Kalk. Höhe 2974 *m*[1]).	6b. Smolika (Pindus). Kreidekalk. 2574 *m*[5]).	17. Jumrukčal (der höchste Gipfel des Balkans). Granit[11]). 2385 *m*.
2. Mussala. Granit. 2923 *m*.	7. Cirova Pećina (Durmitor). Triadische Schiefer, triadische u. jurassische Kalke[8]). 2528 *m*.	26. Kadimlija (Central-Balkan). Krystallinische Schiefer[11]). 2272 *m*.
3. Čadir-tepe. Granit. 2780 *m*.	6. Gjona (der höchste Gipfel Griechenlands). »Untere Kreidekalke«.[1]) 2510 *m*[8]).	29. Vežen (Central-Balkan). Krystallinische Schiefer[11]). 2200 *m*.
4. Ljubeten? (Šardagh). Krystallinischer Kalk. 2740 *m*[2])	10. Vasoevićki Rom. Paläozoische Phyllite, Werfener Schiefer, Triaskalk[6]). 2490 *m*.	30. Midžor (Stara Planina). Der höchste Gipfel Serbiens. Der rote Sandstein. 2186 *m*.
5. El-tepe (Pirin). Granit und krystallinische Schiefer. 2680 *m*[3]).	11. Parnas. »Untere Kreidekalke«. 2457 *m*[8]).	31. Ambarica (Central-Balkan). Krystallinische Schiefer[11]). 2166 *m*.
6a. Belmeken (Dospad). Krystallinische Schiefer. 2640 *m*[4]).	13. Tajetos (Peloponnes). Kreidekalk. 2457 *m*[8])	
8. Kajmak-Šalan (Nidže) Glimmerschiefer u. krystallinischer Kalk. 2517 *m*[7]).	14. Timor (Albanien). Kreidekalk. 2413 *m*.	
18. Perister (Macedonien). Granit und Glimmerschiefer[7]). 2360 *m*.	15. Zumerka (Griechenland). Kreidekalk. 2393 *m*[8]).	
19. Sütke (Rhodope). Granit und krystallinische Schiefer[3]) 2352 *m*.	16. Maglić (der höchste Gipfel von Bosnien und der Hercegovina). Triaskalk[9]). 2388 *m*.	
24. Černi-Vrh (der höchste Gipfel der Vitoša). Syenit. 2290 *m*.	20. Vlassulja (Hercegovina). Jurakalk[9]). 2340 *m*.	
25. Jablanica (Albanien). Kreidekalk. 2282 *m*.	21. Stogovi (Albanien). Kreidekalk. 2297 *m*.	
27. Boz-dagh (Dospad). Krystallinische Schiefer[3]). 2227 *m*.	22. Prokletije (Albanesische Alpen). Kreide(?)-kalk[10]). 2296 *m*.	
36. Magiada. (der höchste Gipfel der Strandža). Gneiss, Granit und Syenit[3]). 1035 *m*.	23. Peristeri (Epirus). Kreidekalk. 2295 *m*[8]).	
	27. Čvrsnica (Hercegovina). Jurakalk[9]). 2227 *m*.	

Krystallinisches Gebirge	Gebirge des Dinarischen Systems	Gebirge des Balkanischen Systems
37. Pirgo (der höchste Gipfel des Tekirdagh). Phyllite[3]). 926 *m.*	28. Tringia (Griechenld). Kreidekalk.[8]) 2204 *m.*	
	32. Treskavica (Bosnien). Triaskalk[9]). 2128 *m.*	
	33. Prenj (Hercegovina). Jurakalk[9]). 2102 *m.*	
	34. Lelja Triaskalk[9]). 2070 *m.*	
	35. Bjelašnica (Bosnien). Triaskalk[9]). 2067 *m.*	

Die Kare kommen meist gesellig vor; sie sind dann durch scharfe Grate voneinander getrennt und öffnen sich in der Regel gegen Norden, selten gegen Osten. Von etwa 32 Karen (wobei Zwillingskare immer nur als eine Form gezählt sind) des Rila-Gebirges sind 25 nach Norden, sieben nach Osten geöffnet; es zeigt sich also eine Beschränkung der Karformen auf die Nord- und Ostseite der Kämme. Alle liegen oberhalb der Waldgrenze, in der Alpenregion, und ihr oberer Rand fällt nahezu immer mit der Isohypse von 2400 überein; nur in den Mussalakaren reicht er bis über 2700 *m.*«

Nach Cvijić sind für die Entstehung der Kare folgende Thatsachen massgebend: »a) die Kare sind bestimmte Formen, welche

1) Nach Copeland und Spratt (9757, bezw. 9754 feet). Barth, Olymp und das Verhältnis der Berghöhen im Umkreise des Ägäischen Meeres. Zeitschr. f. allg. Erdk. **18.** p. 45. 1865. — Neumayr. Geolog. Beob. im Gebiete des thessalischen Olymp. Denkschr. **40.** p. 315. 1880.

2) J. Cvijić, Eine Besteigung des Sardagh. Bericht des Geogr. Ver. a. d. Universität Wien. 1890.

3) v. Hochstetter, Jahrbuch d. Geol. R.-A. **20.** H. 3. 1870.

4) Dr. A. Ischirkoff, Süd-Bulgarien. Leipzig 1896. S. 8.

5) Hilber, Geolog. Reise in Nord-Griechenland. Sitzber. d. k. Akad. Wien **103. I.** p. 575—602.

6) E. Tietze, Verh. d. Geol. R.-A. 1881. p. 254. — Dr. K. Hassert, Beiträge zur phys. Geogr. v. Montenegro. 1895.

7) Grisebach, Reise nach Rumelien u. nach Brussa **2.** p. 159.

8) H. Hartl, Die Landesvermessung in Griechenland; vierter Bericht. 1894. p. 22 u. ff. — Dr. A. Philippson, Reisen und Forschungen in Nord-Griechenland. 3. T. Zeitschr. d. Gesellsch. f. Erdkunde **31.** p. 4. 1896.

9) Mojsissovics, Tietze u. Bittner, Grundlinien der Geolog. von Bosnien-Hercegovina. Jahrb. d. Geol. R.-A. 1880. H. II.

10) A. Boué, Carte géologique de la Turquie d'Europe (Manuskript im Natur-histor. Hofmuseum in Wien).

11) F. Toula, Geolog. Untersuchungen im zentralen Balkan. Denkschriften d. k. k. Akad. d. Wissensch. Wien. **55.** 1889. — Der geologische Bau der übrigen Gipfel ist nach Beobachtungen von J. Cvijić mitgeteilt. Die Küsten sind, mit wenigen Ausnahmen, nach den österreichischen, russischen und serbischen Spezialkarten angegeben.

nur in vergletschert gewesenen Gebirgen vorkommen, und zwar in Verbindung mit Gletscherspuren; b) in einem Gebirge liegen die benachbarten Kare in derselben Höhe, welche mit der Höhe der glazialen Schneegrenze übereinstimmt; c) häufig beschränken sich die Kare auf bestimmte Seiten der Gebirge, wie gerade in der Rila, wo sie nur auf der Nord- und Ostseite vorkommen. Die Bildung der Kare steht also bestimmt mit den eiszeitlichen Gletschern im engsten Zusammenhange, und aus den Spuren der Gletschererosion auf der Karsohle entnimmt man, dass sich diese an der Bildung beteiligte.«

Sehr zahlreich sind im Rila-Gebirge kleine Seen. »Sie kommen meist in bestimmten Höhen vor und sind an bestimmte Geländeformen geknüpft. Die überwiegende Mehrzahl der Seen befindet sich in einer Höhe von 2100—2400 *m* und liegt gruppenweise in den Karen (Karseen). Nur vier der Karseen der Bistrica liegen oberhalb der Höhenschicht von 2400 *m*; der höchste von diesen, der Bozlusee, in einer Höhe von 2780 *m*; der niedrigste Karsee liegt im Edi-djol in einer Höhe von 2140 *m*. — Die Karseen sind treppenförmig angeordnet und liegen in Felsbecken oder in den von Moränen abgedämmten Wannen; der niedrigste ist in der Regel durch einen Moränenwall abgesperrt. Überdies sind in ihrer Umgebung auch andere Gletscherspuren festgestellt, so dass die Bildung ihrer Becken zweifellos mit den eiszeitlichen Gletschern in Verbindung gebracht werden muss.

Alle haben sehr durchsichtiges Wasser, welches eine grüne oder dunkelgrüne Farbe hat; nur zwei haben eine himmelblaue Farbe. Sie werden vom Schmelzwasser der Firnflecken gespeist, welche immer spärlicher und kleiner sind, je tiefer die Seen liegen. Deshalb haben die Karseen im Sommer eine sehr niedrige Temperatur, welche von 6 bis 16° C. schwankt und vom obersten bis zum untersten See eines und desselben Kars allmählich zunimmt. Die Seen sind durch Abflüsse verbunden, welche meist unter den Blockhaufen fliessen und unsichtbar sind. Aus den höhern fliesst das Wasser auf der Oberfläche in Schnellen und Wasserfällen zu den niedrigern Seen in den Karen vom Edi-djol, des Prav Iskar, der Fisch-Seen und des Beli Iskar. Die übrigen haben unterirdische Abflüsse, deren Rauschen man oft hört, welche aber hier und da zwischen den Blöcken auch sichtbar werden; überdies fehlt der sandige Lehm und die Vegetation oberhalb solcher Strecken vollständig. Der Fluss, welcher dem niedrigsten See entspringt, fliesst in der Regel oberirdisch, selten und zwar auf sehr kurzen Strecken unterirdisch, um bald als eine mächtige Quelle aus dem Schutte zu erscheinen; der letztere Fall tritt bei der Marica, der Bistrica und dem rechten Zufluss der untern Leva Reka ein. In dem unbesiedelten Hochgebirge befinden sich keine Boote, und die Tiefen der Seen konnten deshalb nicht gemessen werden. Ihr Wasser ist aber so durchsichtig, dass die Bodengestaltung bei der überwiegenden Mehrzahl

der Seen sichtbar ist. Sie zeigen eine seichte, 5—15 *m* breite Uferzone, welche sich gegen die Mitte des Sees mit einem Steilrande schliesst; darunter kommt das eigentliche tiefere Becken, welches nach der Abschätzung in der Regel 5—10 *m* tief ist, selten eine grössere Tiefe hat. Der Boden ist in der Regel mit grossen Blöcken bedeckt, durch deren Haufen das Seebecken in einzelne Vertiefungen zergliedert wird, welche einen zerfranzten Umriss zeigen. In den Höhen von 2400 *m* hinauf kommen äusserst kleine und seichte Lachen vor, welche auf hohe Sattel und breite Kämme beschränkt sind. Sie knüpfen sich an jenen Höhengürtel des Rila-Gebirges, in dem zahlreiche Firnflecken auftreten, welche sich bis tief in den Sommer hinein erhalten; sie bezeichnen die Lagerstätten solcher Schneeflecken, und die Entstehung ihrer Becken haben wir durch Firnwirkung auf seine Unterlage und durch Windwirkung zu erklären versucht. Unter 2100 *m* kommen Seebecken vor, deren Bildung mit Bergstürzen und Schuttkegeln in Verbindung steht. Sind die beiden vorerwähnten Gruppen von Seen auf heutige Lagerstätten des Firns oder auf eiszeitliche Gletscherbette beschränkt, so kommen diese in den Thälern auf jenen Stellen vor, wo die intensivsten Akkumulationen stattgefunden haben oder auch jetzt noch stattfinden; sie sind entweder durch Schuttkegel abgedämmte Thalstrecken der kleinen, wasserarmen Bäche oder die bekannten interkolinen Wannen, welche in den Akkumulationsgebieten auftreten.«

3. Boden- und Erdtemperatur.

Der tägliche Wärmeumsatz im Boden und die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde ist Gegenstand einer wichtigen Untersuchung von Theodor Homén gewesen, von welcher J. Maurer eine lichtvolle Analyse giebt[1]).

Den Ausgangspunkt seiner Arbeiten bildeten bodenphysikalische und meteorologische Beobachtungen, mit besonderer Berücksichtigung des Nachtfrostphänomens. Es zeigte sich, dass die Wärmemengen, welche im Boden aufgespeichert oder von ihm abgegeben werden, wenngleich in hohem Grade von seiner Beschaffenheit, vor allem seiner Wärmeleitungsfähigkeit, abhängig und also bei verschiedenen Bodenarten sehr verschieden, jedenfalls von erheblichem Betrage sind und somit bei Betrachtung der Wärmemengen, welche an der Bodenoberfläche während des Wechsels von Tag und Nacht umgesetzt werden, in erster Linie berücksichtigt werden müssen. Im Sommer 1893 setzte Homén diese Untersuchungen im Zusammenhange mit andern in mehr praktischer Richtung zur weitern Erforschung der Nachtfröste vorgenommenen Versuche fort. Der Wärmeaustausch im Boden wurde für jeden Tag zwischen dem 22. Juni und 20. September beobachtet. Das tägliche Wärmeminimum tritt im Boden gewöhnlich zur Zeit des Sonnenaufganges ein, das Maximum zwischen zwischen 2 und 5^h p. Durch Bodentemperaturbeobachtungen (auf Sand-, Thon- und Moorboden in elf verschiedenen Tiefen bis 0.60 *m* und an einem Granitfelsen in zwölf ver-

---

[1]) Meteorologische Zeitschrift 1898, Litteraturbericht p. (31), woraus oben der Text.

schiedenen Tiefen bis 0.70 *m*) während dieser Tageszeiten und Bestimmung der Wärmekapazität des Bodens konnten die Wärmemaxima und -minima in den obern Bodenschichten und somit die Grösse der täglichen Wärmeumsetzung im Boden festgestellt werden. Auch die Feuchtigkeit des Bodens im Moore und auf der Haide wurde im Sommer 1893 von Zeit zu Zeit durch herausgenommene Proben bestimmt und die Verdunstung täglich gemessen. Alle diese ausgedehnten, sorgfältigen Versuche ermöglichten es, die täglichen und jährlichen Wärmeschwankungen an sehr verschiedenartigen Bodenarten und zum Teil an einem tiefen See — dem Lojosee — zu verfolgen und auch befriedigend darzustellen, wie grosse Wärmemengen hierbei im Boden und im See sowohl täglich als jährlich einerseits aufgespeichert, anderseits von beiden abgegeben werden.

Schon bei Beginn dieser Versuche hatte Homén den Wunsch gehegt, dieselben im Zusammenhange mit nach absolutem Masse vorgenommenen Messungen der Wärmestrahlung zwischen Himmelsgewölbe (am Tage einschliesslich der Sonne) und Erde vorzunehmen. Zum Sommer 1896 waren dann die notwendigen Instrumente konstruiert, mit welchen zuverlässige aktinometrische Messungen in dieser Richtung ausgeführt werden konnten. Gleichzeitig wurden daneben auch die täglichen Bodentemperatur- und dazu gehörigen andern Beobachtungen von 1893, diesmal während der ganzen Vegetationsperiode vom 15. Mai bis 2. Oktober, fortgesetzt, im spätern Teile des Sommers im Zusammenhange mit den direkten Messungen der Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde.

Durch die besondern aktinometrischen Versuche bezweckte Homén nicht nur die Strahlung von der Sonne, sondern auch die Wärmestrahlung zwischen dem übrigen Teile des Himmelsgewölbes und der Erde zu messen, und dies sowohl bei klarem als wolkigem Himmel, in der Nacht wie am Tage. Das Himmelsgewölbe wurde dabei in vier konzentrische Zonen vom Horizonte bis zum Zenithe geteilt und die Strahlung gegen jede dieser Zonen bestimmt.

Die Versuche wurden in derselben Gegend wie 1892 angestellt, auf und in der Umgebung von dem Landgute Wikkarais in der Nähe des Lojosees im Kirchspiele Karislojo im südlichen Finland (60° 17′ nördl. Br. und 23° 40′ östl. von Greenwich).

Über die Grösse und Fortpflanzung der täglichen Wärmeschwankung wird folgendes bemerkt: Die grosse Ungleichheit des täglichen Temperaturwechsels im Boden, je nach der verschiedenen Beschaffenheit desselben, tritt aus den Beobachtungen auffallend hervor. Im Felsen dringen die Wärmeschwankungen von der Oberfläche schnell und tief in den Boden ein; an der Heide geschieht diese Fortpflanzung entschieden langsamer und bis zu kleinern Tiefen hin. Am Moore schliesslich pflanzen sich die Wärmeschwankungen ausserordentlich langsam fort und dringen nur in die Oberflächenschichten des Bodens ein. Die Sonnenwärme vermag also noch recht wohl in den Felsen einzudringen, während auf der Heide nur die Oberfläche stark erwärmt wird, und das Moor in allen Tiefen recht kalt bleibt. Den enormen Unterschied zwischen der Wärmefortpflanzung in dem Felsen, dem Sand- und Moorboden zeigen augenscheinlich auch die nachstehenden Daten: Während vom 12.—16. August die mittlere Tagestemperatur in 60 *cm* Tiefe im Felsen von 20.4° bis 19.5° und auf der Heide von 14.18° bis 13.22° sinkt, hält sich das Tagesmittel in der genannten Tiefe im Moore während der vollen Beobachtungszeit zwischen 11.66° und 11.58° und selbst die einzelnen Beobachtungen zwischen 11.67° und 11.55°. Im Felsen ist ferner die Temperatur in allen Tiefen die ganze Zeit entschieden höher als die der Luft. Auch die Tagesmittel der obern Schichten der Heide sind die ganze Zeit höher als die der Luft, während am Moore die Tagesmittel der obern Schichten so ziemlich gleich denen der Lufttemperatur sind. Die untern Schichten der Heide und besonders des Moores sind während der ersten Tage entschieden kälter als die Luft, aber

in der Kälteperiode (14.—16. August) ist die Temperatur der Luft entschieden niedriger als die dieser Schichten.

Zur Bestimmung des täglichen Wärmeumsatzes im Boden war es vor allem erforderlich, die spezifische Wärme und Dichtigkeit des Bodens für die verschiedenen Plätze und Tiefen zu kennen, da das Produkt dieser beiden Grössen, die sogen. »Volumkapazität«, die zur Erwärmung eines Kubikdezimeters des Bodens um 1° nötigen Kalorien ergiebt. Für den Granitfelsen, wo die Verhältnisse wegen der Homogenität und Unveränderlichkeit des Bodenmateriales sehr einfache waren, ergab sich mit dem spezifischen Gewichte = 2.62 und der spezifischen Wärme des Granites = 0.195 die Volumkapazität = 0.511. Auf der Heide und im Moore sind die Verhältnisse viel verwickelter, und die gesuchte Grösse ist schwer exakt zu bestimmen, insbesondere wegen der rasch wechselnden Grösse der Durchfeuchtung des Bodens, die ja auch bei dem täglichen Wärmeumsatze eine so hervorragende Rolle spielt. Nach vielfachen mühevollen Untersuchungen ergaben sich folgende Werte für die

Wärmekapazität des Bodens, nach Volumen berechnet, in Kalorien:

Tiefe unter der Oberfläche in *cm*	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	60—70
Sandheide . .	0.445	0.532	0.545	0.531	0.518	0.545	0.537
Moorwiese . .	0.792	0.869	0.908	0.923	0.944	0.946	0.971

Auf Grund des reichen Wassergehaltes ist die Wärmekapazität des Moorbodens entschieden grösser als die des Sandbodens der Heide, obgleich dieser mehr Masse enthält. Die untern Schichten des Sandbodens haben ungefähr dieselbe Wärmekapazität wie der Granit, welche wir oben = 0.511 fanden.

Mit Hilfe der Bodentemperaturbeobachtungen berechnet sich nun verhältnismässig einfach der tägliche Gang des Wärmeumsatzes im Erdboden. Es ergiebt sich, dass dieser Umsatz am grössten, und zwar sehr beträchtlich, im Felsen ist. Ferner ist, trotz der kleinern Wärmekapazität des Sandbodens im Vergleiche zu der des nassen Moorbodens, der tägliche Wärmeumsatz im Heideboden grösser als im Moore.

Mittels des für Felsen, Heide und Moor berechneten Wärmeleitungs-Koeffizienten findet sich weiter, dass beispielsweise in zwölf Stunden durch eine 1 *qcm* grosse horizontale Fläche in 65 *cm* Tiefe die folgende Anzahl Grammkalorien von oben nach unten hindurchgeht: Im Felsen 13.41, auf der Heide 5.49, im Moore 5.57 oder, wenn man von einer Fläche von 1 qdm^2 und von Kilogrammkalorien ausgeht: im Felsen 1.34, auf der Heide 0.55 und im Moore 0.56.

Im Gegensatze zur Sonnenstrahlung ist die Gesamtstrahlung zwischen Himmel und Erde nur sehr wenig untersucht worden. Pernter und Maurer haben, vor ungefähr einem Dezennium, zuerst Beobachtungen über die Grösse der nächtlichen Strahlung (allein) in absolutem Masse veröffentlicht. Seither ist in dieser Richtung wenig mehr geschehen, und über die Grösse der relativen Strahlung in absolutem Masse zwischen Himmelsgewölbe und Erde am Tage wissen wir, insofern es sich um zuverlässigere Daten handelt, bis auf die Homén'schen Messungen so gut wie gar nichts. Unter Himmel oder Himmelsgewölbe ist hier nicht der Weltraum, sondern ein über der festen Erdoberfläche gedachtes, schwarzes Gewölbe verstanden, der Art, dass die Wärmestrahlung zwischen der Erde und diesem Gewölbe ebenso gross und in allen Richtungen dieselbe wäre wie in Wirklichkeit die Strahlung zwischen der Erde einerseits und der Atmosphäre und dem Weltraume zusammen anderseits.

Unter den verschiedenen Methoden, welche bei aktinometrischen Messungen allein in Frage kommen können, wählte Homén die rationellste,

die Angström'sche mit zwei kalorimetrischen Platten in Chwolson'scher Modifikation. Das Grundprinzip dieser Methode ist folgendes: Zwei ganz gleiche der Strahlung ausgesetzte kleine Kupferplatten können wechselweise beschattet werden, wobei durch in die Platten eingeführte Thermoelemente die Temperaturdifferenz derselben bestimmt wird. Wenn nun der Temperaturüberschuss der bestrahlten Platte über der beschatteten hinreichend gross geworden ist, wechselt man die Beschattung und beobachtet die Zeit, binnen welcher die Temperaturdifferenz ihr Vorzeichen wechselt. Wenn letztere dann nicht zu gross genommen ist, so kann die Strahlung gegen die eine der Platten durch eine einfache Formel ausgedrückt werden.

Auf die Beschreibung der Apparate im einzelnen, der sorgfältigen Versuchsanordnungen und Reduktionsmethoden einzugehen, verbietet der Raum. Die aktinometrischen Beobachtungen über die Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde während des Tages und der Nacht geschahen in der Zeit zwischen **12. August** und **3. Oktober 1896.** Wir heben als allgemeine, bedeutungsvolle Resultate der angestellten Versuche hervor, dass während der ganzen Beobachtungszeit vom klaren Himmel niemals eine Wärmestrahlung (relativ) gegen die Erde, sondern auch mitten am Tage immer eine Wärmestrahlung von der Erde gegen das Himmelsgewölbe stattfand. Diese Strahlung ist allerdings im Vergleiche zur Sonnenstrahlung nicht allzugross, aber jedenfalls oft ebenso stark wie in klaren Nächten. Sie konnte bis zu **0.2—0.3** Grammkalorien pro *qcm* und Minute ansteigen. — Wenn aber der Himmel bewölkt ist, findet am Tage immer eine Wärmestrahlung vom Himmel gegen die Erde statt. Die Grösse dieser Strahlung wechselt natürlich mit der Tageszeit, ist gewöhnlich am grössten am Vormittage, aber auch sonst recht variierend, bisweilen grösser als die Ausstrahlung gegen den klaren Himmel. Wenn am sonst klaren Himmel einzelne grössere Wolken auftraten, war es interessant, durch die Strahlungsmessungen zu verfolgen, wie die Ausstrahlung abnahm in dem Masse, als die Wolke mehr und mehr den Teil des Himmels, gegen welchen die Ausstrahlung gemessen wurde, bedeckte, bis die Ausstrahlung, durch Null passierend, in Einstrahlung sich umwandelte, wenn der grössere Teil des fraglichen Himmelsgebietes bedeckt wurde.

In der Nacht fand nicht nur bei klarem, sondern auch bei vollständig bewölktem Himmel ohne Ausnahme eine Wärmestrahlung von der Erde gegen den Himmel statt. Sogar wenn der Himmel während der ersten Hälfte der Nacht klar gewesen, und die Temperatur dabei recht tief gesunken war, dann aber plötzliche Bewölkung eintrat, und die Temperatur zu steigen begann, fand dennoch die Ausstrahlung bis Sonnenaufgang fortgesetzt statt. Oftmals beobachtete Homén, dass bei solcher in der Nacht eintretenden Bewölkung sowohl die Lufttemperatur im Grase, als ein auf den Rasen gelegtes Thermometer in einer Stunde **2—5°** anstieg, während die nächtliche Ausstrahlung, wenn auch in bedeutend verringertem Masse, noch fortdauerte.

Im Schlusskapitel der klassischen Arbeit bespricht Homén seine vergleichenden Messungen der Wärmestrahlung zwischen Himmel und Erde und des Wärmeumsatzes im Boden. Die Tafeln VIII—X führen die Resultate wiederum in besonders anschaulicher, sorgfältiger Darstellung vor Augen.

Berechnet man aus den Beobachtungen planimetrisch — jeweils zwischen den Zeitmomenten morgens und nachmittags, in denen die Ausstrahlung und die Sonnenstrahlung bezüglich der horizontalen Flächeneinheit gleich gross sind — die Summe der Wärmeeinstrahlung während des ganzen Tages, sowie die totale Ausstrahlung in der Nacht, so ergiebt sich für den Tag die

gegen eine 1 *qcm* grosse (schwarze) horizontale Fläche gestrahlte Wärme in Grammkalorien:

		Sonnenstrahlung	Ausstrahlung	Empfangene Wärme
14. August . . .	5^{50} a — 6^{20} p	504.2	132.8	371.4
15. » . . .	6^{20} — 6^{20}	447.8	121.5	326.3
2. September . .	5^{50} — 5^{40}	423.4	116.4	307.9
3. » . .	6^{10} — 5^{30}	387.2	103.5	283.8
1. Oktober . .	7^{25} — 4^{10}	196.5	51.2	145.3
2. » . .	7^{40} — 4^{10}	182.6	45.9	136.7

und entsprechend für die totale nächtliche Ausstrahlung

von einer 1 *qcm* grossen (schwarzen) horizontalen Fläche ausgestrahlte Wärme in Grammkalorien:

		Ausstrahlung	Sonnenstrahlung	Abgegebene Wärme
14.—15. August . .	6^{10} p — 6^{20} a	130.0	14.6	115.4
1.— 2. September .	5^{20} — 5^{50}	55.7	5.5	50.0
2.— 3. » .	5^{40} — 6^{10}	71.2	7.5	63.7
1.— 2. Oktober . .	4^{10} — 7^{40}	95.3	4.7	90.6

Kehren wir endlich noch zur Frage des Wärmeumsatzes an der Erdoberfläche zurück. Wenn wir — trotz der verschiedenen Temperatur und Beschaffenheit der Bodenoberfläche — die an den verschiedenen Plätzen ausgestrahlten Wärmemengen den für die schwarzen Ausstrahlungsflächen unserer Aktinometer gefundenen Wärmemengen gleich setzen, so ergeben sich folgende Resultate:

Wärmeumsatz an der Erdoberfläche in *kg*-Kalorien p. *qdm.*

Tag	Zeit	Wärmeeinstrahlung von der Sonne	Anwendung der eingestrahlten Wärme									
			Ausstrahlung gegen d. Himmel	Im Boden magazinierte Wärme			Zur Verdunstung angewandte Wärme			Der Luft durch Konvektion und Leitung abgegebene Wärme		
				Granit	Sandheide	Moorwiese	Granit	Sandheide	Moorwiese	Granit	Sandheide	Moorwiese
14. Aug.	5^{50} a — 5^{00} p	48.2	12.0	20.2	8.9	4.4	—	7.8	23.2	16.0	19.5	8.6
15. »	6^{20} — 5^{00}	43.0	11.0	16.9	7.2	2.5	—	6.2	19.1	15.1	18.6	10.4
2. Sept.	5^{50} — 4^{30}	40.7	10.6	14.7	6.9	3.4	—	11.3	14.4	15.4	11.9	12.3
3. »	6^{10} — 4^{30}	37.7	9.6	15.1	7.1	3.9	—	11.2	15.4	13.0	9.8	8.8
1. Okt.	7^{30} — 3^{00}	18.4	4.4	8.3	5.4	1.3	—	2.8	3.6	5.7	5.8	9.1
2. »	7^{40} — 3^{00}	17.2	4.0	6.6	2.9	1.5	—	3.3	2.8	6.6	7.0	8.9

Wärmeumsatz an der Erdoberfläche in *kg*-Kalorien p. *qdm.*

Tag	Zeit	Sonnenstrahlung	Vom Boden erhaltene Wärme			Ausstrahlung	Zur Verdunstung angewandte Wärme			Der Luft abgegebene Wärme		
			Granit	Sandheide	Moorwiese		Granit	Sandheide	Moorwiese	Granit	Sandheide	Moorwiese
August 14.—15.	3^{00} p — 6^{20} a	3.7	16.4	8.4	5.0	14.3	—	2.8	3.7	5.8	—5.0	—9.3
Septbr. 1.—2.	4^{50} — 5^{50}	1.8	14.4	7.8	4.1	6.4	—	1.2	1.4	9.8	2.0	—1.9
2.—3.	4^{30} — 6^{10}	2.4	13.0	6.6	4.3	8.2	—	0.9	0.9	7.2	—0.1	—2.4
Oktober 1.—2.	3^{00} — 7^{40}	1.7	8.6	3.4	1.9	10.2	—	—	—	0.1	—5.1	—6.6

Wo das Zeichen — vorkommt, findet auf Grund grosser Abkühlung der Erdoberfläche eine Wärmezufuhr von der Luft (oder durch Taubildung) zur erwähnten Fläche statt.

Die obigen Zahlen drücken, so schliesst Dr. Maurer seine Ausführungen, in zusammenfassender Weise das Ergebnis aus, zu welchem Homén bei der Behandlung der Frage über die täglichen Wandlungen der Wärme auf der Erdoberfläche durch seine umfangreichen, mühevollen Untersuchungen gelangt ist, und bilden somit das Endresultat der in vorliegender Abhandlung beschriebenen ungemein wertvollen und höchst erfolgreichen Versuche, welche die Homén'sche Arbeit für alle Zeiten zweifellos der vordersten Reihe hervorragender Leistungen auf bodenphysikalischem und meteorologischem Gebiete zuteilen werden.

Das Verhalten der Boden- und Oberflächentemperatur mit und ohne Vegetations- oder Schneedecke ist auf Veranlassung von Prof. Wild in Pawlowsk seit 1891 beobachtet worden. Derselbe hat nun die Ergebnisse dieser Beobachtungen abgeleitet und diskutiert[1]).

Es wurden zunächst die Beobachtungen von 1891—1895 untersucht. Dabei ergab sich als Jahresmittel der Lufttemperatur 2.81°, der Temperatur der natürlichen, äussern Oberfläche 3.62°, der Sandoberfläche 3.98°, des Bodens unter Sand in 0.4 *m* Tiefe 4.44°, in 0.8 *m* Tiefe 4.88°, in 1.6 *m* Tiefe 5.22°; der Oberfläche unter Rasen oder Schnee 5.33°, 0.4 *m* darunter 6.31°, in 0.8 *m* Tiefe 6.35° und in 1.6 *m* Tiefe 6.37°. »Hieraus ergiebt sich, dass die Temperatur der Luft in 3.2 *m* Höhe über dem Erdboden den niedrigsten Wert aufweist, dass die natürliche Oberfläche des Bodens um 0.8° und eine reine Sandoberfläche um 1.2° wärmer ist als die Luft. Die Bodenoberfläche aber, welche in den sechs Wintermonaten November bis einschliesslich April mit einer durchschnittlich 27 *cm* mächtigen Schneeschicht bedeckt ist, kühlt sich während dieser Jahreszeit um soviel weniger ab, dass das Jahresmittel ihrer Temperatur um 2.5° höher ist als das der Luft und um 1.7° die Temperatur der äussern, natürlichen Oberfläche übertrifft. Auffallend ist das Verhalten der eigentlichen Bodentemperaturen. Unter der reinen Sandoberfläche steigt die Temperatur des Bodens von der Oberfläche bis zu 0.8 *m* Tiefe regelmässig um 0.9° und von da an langsamer, aber noch um 0.3° bis zu 1.6 *m*; im ganzen um 1.2°. Unter der natürlichen, mit Rasen, bezw. mit Schnee bedeckten Oberfläche, die bereits 1.7° wärmer ist als die freie Sandoberfläche, steigt die Temperatur rasch bei 0.4 *m* Tiefe um 1° und nimmt dann bis zu 1.6 *m* Tiefe nur noch sehr wenig, um 0.06°, zu. Unter ganz natürlichen Verhältnissen findet man also von der äussern Oberfläche bis zu 0.4 *m* Tiefe eine Zunahme des Jahresmittels der Temperatur um volle 2.7°, während es unter der stets rein gehaltenen Sandoberfläche bis zu der gleichen Tiefe nur um 0.5° steigt. Ferner

[1]) Mémoires de l'Acad. imp. des sc. de St. Pétersbourg 1897. [8]. 5 Nr. 8. Naturw. Rundschau 1898. Nr. 8.

ist hier trotz der raschern Temperaturzunahme die Temperatur in 1.6 *m* Tiefe noch um 1.2° kühler als unter natürlichen Verhältnissen.

Die Änderung der Jahresmittel der verschiedenen Temperaturen von Jahr zu Jahr während des Lustrums zeigt, dass ihr Gang sich durchweg mit einziger Ausnahme desjenigen der Oberflächentemperatur unter der Rasen- oder Schneedecke dem reziproken Gange der mittlern Höhe der Schneedecke in den verschiedenen Jahren anschliesst. Aber auch die Differenzen zwischen den Temperaturen an der natürlichen, äussern Oberfläche und derjenigen der Oberfläche unter der Rasen- und Schneedecke in den fünf Jahren zeigen einen mit dem Verlaufe der mittlern Höhe der Schneedecke parallelen Gang. Letzteres ist selbstverständlich und ebenso die höhere Temperatur des Bodens in verschiedener Tiefe unter der natürlichen Erdoberfläche; warum aber die Oberfläche selbst und ebenso die Bodentemperaturen unter der Sandoberfläche, sowie die Lufttemperaturen in schneereichen Jahren niedrigere Jahresmittel aufweisen, ist nicht unmittelbar zu entscheiden.

Der Umstand, dass trotz des Anwachsens der Schneeschicht vom Februar zum März die Temperaturen der freien Oberflächen und der Luft bedeutend ansteigen, spricht dagegen, dass die Schneedecke eine erhebliche Ursache der Abkühlung sei. Noch mehr spricht dagegen die Thatsache, dass trotzdem die Schneedecke im Oktober eintritt und stetig zunimmt, die Temperatur an den äussern Oberflächen des bedeckten und des freien Bodens bis zum Januar nahezu gleich ist, und erst im Februar die Schneeoberfläche 0.8° kälter wird als die freie Sandoberfläche, um im März 2.6° und im April noch 2.3° kälter zu bleiben, obwohl die Schneedecke in den beiden letzten Monaten bedeutend abnimmt.

Dass die natürliche Oberfläche im Sommer, Mai bis September, eine höhere Temperatur besitzt als die Luft, beweist, dass die Luft im Sommer wesentlich vom Boden durch die aufsteigenden Luftströmungen erwärmt wird. In den Wintermonaten Oktober bis März hingegen ist die Temperatur der natürlichen Oberfläche niedriger als die der Luft. Gleichwohl darf man hieraus nicht auf eine erkältende Wirkung des schneebedeckten Bodens auf die Luft schliessen; denn gerade im Januar ist diese Differenz nur 0.1 und erreicht erst im März das Maximum von 1.6°; auch steigt die abgekühlte Luft nicht in die Höhe, sondern bleibt am Boden, und die Fortpflanzung der Kälte durch Leitung ist nur eine sehr geringe. Wild ist daher, entgegen der vielfach verbreiteten Ansicht von der abkühlenden Wirkung der Schneedecke, der Meinung, dass nicht die Schneedecke und ihre geringere und grössere Mächtigkeit eine Erniedrigung der Lufttemperatur bedinge, sondern die durch andere Ursachen bewirkte Abnahme der Lufttemperatur erzeugt eine Schneedecke, und diese wird um so stärker, je kälter die Luft wird, oder je mehr die Lufttemperatur unter den jeweiligen Sättigungspunkt derselben mit Wasserdampf sinkt.

»Wohl ist es richtig, dass die Schneedecke einen bedeutenden Schutz gegen die Erkältung des Bodens gewährt, und ferner, dass im Winter, wo die Temperatur von der Oberfläche des Bodens nach seinem Innern hin beständig ansteigt, ein stetiger Wärmestrom aus dem Innern gegen die Oberfläche eintreten muss und die an der letztern austretende Wärme die Temperatur der Luft über dem Boden erhöhen wird; aber es ist nicht richtig, dass die Luft durch die Schneedecke vom warmen Boden isoliert werde, und der Austritt der Wärme durch die Erdoberfläche fast ganz aufhöre. Vielmehr wird durch die Bedeckung der Erdoberfläche mit Schnee diese bloss zu einer innern Schicht, und die äussere Fläche des Schnees repräsentiert jetzt die eigentliche Erdoberfläche, durch welche, wie vorher, die Wärme des Innern ausströmt. Die Wirkung der Schneedecke ist daher zu vergleichen mit der einer aufgelagerten Sandschicht; beide machen die frühere Oberfläche zu einer innern Erdschicht; die Schneedecke modifiziert daher nur die Temperaturen der Bodenschichten derart, dass sie jetzt als tiefere erscheinen, und die Temperatur der neuen Oberfläche wird im wesentlichen dieselbe sein, wie sie zur Zeit ohne Schneedecke wäre.«

Wild fasst seine Ergebnisse über das relative Verhalten der Erdboden- und Bodenoberflächentemperaturen mit und ohne Schnee-, bezw. Vegetationsdecke in folgende Sätze zusammen:

1. Die Tagesmittel der Temperaturen der äussern Bodenoberfläche mit und ohne Vegetations-, resp. Schneedecke sind, wenn wir die Unsicherheit der bisherigen Bestimmungen dieser Temperaturen berücksichtigen, im ganzen Jahre, mit Ausnahme der Frühlingsmonate März und April, nicht erheblich verschieden. Dass in den letztern Monaten die Schneeoberfläche eine mehr als 2° niedrigere Mitteltemperatur besitzt als die reine Sandoberfläche des Bodens, ist nicht einer stärkern Ausstrahlung des Schnees, sondern dem Umstande beizumessen, dass von ihm die einfallenden Wärmestrahlen viel stärker als vom Sande reflektiert und überdies von den absorbierten Strahlen der grössere Teil statt zur Erhöhung der Temperatur der Oberfläche zu seiner Schmelzung verbraucht werden.

2. Die Tagesmittel der Temperaturen der Erdoberfläche selbst und der Bodenschichten unter ihr bis über 1.6 *m* Tiefe hinaus sind sowohl im Jahresmittel als besonders in den Wintermonaten infolge der aufgelagerten Schneeschicht nahe proportional der Dicke der letztern, höher, als diejenigen der freien Sandoberfläche und des Bodens unter ihr. Dieses Faktum beruht aber weniger auf einer Hemmung des Wärmeaustausches zwischen dem Boden und seiner äussern Umgebung durch die aufgelagerte, die Wärme schlecht leitende Schneeschicht, als darauf, dass dieser Austausch sich jetzt vorzugsweise in der letztern vollzieht und die Bodenschichten darunter als tiefer liegende an ihm nur in geringerem Masse partizipieren und daher wärmer bleiben.

3. Infolge der zunehmenden Stärke der Sonnenstrahlung tritt

schon im April für die Bodenoberfläche und die Bodenschichten bis zu nahe 0.4 *m* Tiefe eine Umkehr dieses Verhaltens ein. Von Juni an bis zum August ist sogar die Temperatur des Bodens bis über 0.8 *m* Tiefe hinaus unter der freien Sandoberfläche höher als unter der natürlichen Rasendecke, die im Winter durch Schnee geschützt war, und erst im September tritt dann wieder eine stärkere Abkühlung jener ein.

4. Die vorliegenden Beobachtungen reichen nicht aus, die Frage definitiv zu entscheiden, ob die Schneedecke als solche einen wesentlichen Einfluss auf die Lufttemperatur darüber in 2—3 *m* Höhe habe. Wenn ein solcher vorhanden ist, so dürfte er diesen Erörterungen zufolge jedenfalls nur ein geringer und eher ein erwärmender als ein abkühlender sein.

4. Erdmagnetismus.

Die magnetischen Elemente zu Potsdam für das Jahr 1897 sind von Prof. Eschenhagen, gleichwie in den vorhergehenden Jahren, unter Benutzung der durch photographische Registrierung gewonnenen stündlichen Werte abgeleitet worden[1]). Nach Reduktion derselben auf absolutes Mass ergab sich:

	1897	Änderung gegen 1896
Deklination	10° 9.7′ W	— 4.6′
Horizontalintensität . .	0.18775 C. G. S.	+ 0.00028
Vertikalintensität . . .	0.43398 C. G. S.	— 0.00006
Inklination	66° 36.3′ Nord	— 2.1′
Totalintensität	0.47286 C. G. S.	+ 0.00007

Magnetische Störungen von längerer Dauer und grösserm Betrage fanden statt am 2. Januar, 2., 20., 23. April und 11., 20., 21. Dezember. Die Zahl der Stunden, an welchen überhaupt Störungen beobachtet sind, ist gegen das Vorjahr nicht unwesentlich zurückgegangen. Das Auftreten sehr kleiner Schwingungen wurde häufig bemerkt und in vielen Fällen durch einen besondern Registrierapparat aufgezeichnet.

Magnetische Beobachtungen an der Hamburger Bucht hat 1896 A. Schück angestellt[2]). Die von ihm schon früher festgestellte Abnahme der magnetischen Deklination von Hamburg elbabwärts macht sich bemerkbar bis zum Rutensande, am rechten Elbufer etwas regelmässiger als am linken. Im allgemeinen ist die westliche Deklination an den Elbufern geringer als an den mehr landeinwärts gelegenen Stationen Hannovers. An der Unterweser ist im Gegensatze zur Elbe eine Verstärkung der Missweisung bemerkbar. Im Gegensatze zur Deklination ist die Inklination an den Elbufern im allgemeinen grösser als an den weiter im Innern ge-

---

1) Wiedemann's Annalen 65. p. 951. 1898.
2) Hamburg 1898.

legenen Orten Hannovers. Was die Horizontalintensität des Erdmagnetismus anbelangt, so ist es bemerkenswert, dass dieselbe sich am rechten Elbufer etwas geringer zeigt als am linken. Die Unregelmässigkeiten, auf welche Deklination und Inklination hinweisen, werden durch die Intensitätsbeobachtungen bestätigt. Die absoluten Werte für 1895.5 der Deklination schwanken auf dem Gebiete zwischen 13° 40′ 2″ (Nesserland Schleuse) und 10° 50′ 7″ (Schaarhörn), die der Inklination zwischen 68° 6′ 5″ (Borkum) und 67° 30′ 2″ [Lamstedt (Norderberg)], diejenigen der Horizontalintensität zwischen 0.18181 C. G. S. (Oevelgönne) und 0.17801 (Wangeroog).

Die erdmagnetischen Verhältnisse im Gouvernement Kursk sind von Moureaux untersucht worden[1]). Das ganze Gebiet dieser Provinz erwies sich ungemein gestört, und die Abweichungen zwischen Theorie und Beobachtung waren so gross, dass es unmöglich war, die Isogonen zu zeichnen. An zwei Punkten, die etwa 422 *m* voneinander entfernt waren,, betrugen die Deklinationen — 11° und + 45°. In einem Bezirke änderte sich die Deklination an zwei Stationen, die etwa 2 *km* voneinander entfernt waren, von — 34° auf + 96°. Die Neigung schwankte zwischen 48° und 79°, und die Horizontalkomponente erreichte 0.59, während der grösste normale Wert dieses Elementes in den Äquatorialgegenden unter 0.40 liegt. Nach diesen Beobachtungen ist die magnetische Kraft in jener Gegend so gross, wie sie in unmittelbarer Nähe der magnetischen Pole sein würde. Soweit gegenwärtig bekannt, giebt es nichts an der Oberfläche des Bodens, was diese Anomalien veranlassen könnte.

Ein lokaler magnetischer Pol in Russland[2]) ist von Leist in Kotschetowk, einem Dorfe des Gouvernements Kursk, aufgefunden worden. Daselbst stellte sich die Magnetnadel genau senkrecht, und man brauchte sich von diesem Punkte nur um 20 *m* zu entfernen, um die Richtung der Nadel sich um 1° ändern zu sehen. Für die Deklination verhielt sich der beobachtete Punkt indifferent.

Über die tägliche Variation des Erdmagnetismus an Polarstationen hat Dr. G. Lüdeling Untersuchungen angestellt[3]). Derselbe hat für die im Sommer 1883 in der nördlichen Polarzone thätigen Stationen, sowie für Pawlowsk als Vergleichstation die Mittelwerte der Komponenten der täglichen Variation gebildet und durch Vektordiagramme dargestellt. Hierbei ergab sich, dass diese Diagramme an den Polarstationen, mit Ausnahme jener von Kingua Fjord, sofern man die Beobachtungen aller Tage zu Grunde legt, in entgegengesetztem Sinne durchlaufen werden, als wenn man nur

---

[1]) Nature **57**. p. 323. 1898.
[2]) Compt. rend. 1898. **126**. p. 138.
[3]) Sitzber. d. Preuss. Akad. d. Wiss. **36**. p. 524 u. ff. 1898.

störungsfreie Tage berücksichtigt. Die auf die letztgenannte Weise gewonnenen Werte schliessen sich mit mehr oder weniger grosser Annäherung den auf mässig hohe Breiten bezüglichen an.

Der Verf. schliesst aus seinen Untersuchungen, »dass der von den Störungen befreite Teil der täglichen Variation des Erdmagnetismus wenigstens zu einem nicht unerheblichen Bruchteile auf die Wirkung eines in sich unveränderlichen, die Erde im Laufe des Tages umkreisenden Kräftesystems zurückzuführen ist.

Wenn dies auch durch die mitgeteilten Zahlen nur annäherungsweise bestätigt wird, so darf man nicht vergessen, dass die Elimination der Störungen doch immer nur mit gewisser Willkür vorgenommen wurde. Man kann es daher nicht als entschieden ansehen, ob nicht vielleicht die noch vorhandenen Mängel in der Übereinstimmung nur in dem unzureichenden Ausschlusse der Störungen zu suchen sind.

Anderseits bestätigen diese Untersuchungen die auch sonst durch die verschiedensten Thatsachen nahe gelegte und auch bereits ausgesprochene Vermutung, dass die tägliche Variation und die Störungen auf ganz verschiedene Vorgänge zurückzuführen sind. Dies schliesst jedoch keineswegs aus, dass beide in letzter Instanz durch die Sonnenstrahlung bedingt sind, wie schon aus dem Umstande hervorgeht, dass nicht nur die Häufigkeit der Störungen mit der Fleckenthätigkeit der Sonne wächst und abnimmt, sondern auch die Amplitude der täglichen Variation und damit auch die Grösse der von den Störungen befreiten Vektordiagramme, wie dies schon vor Jahren von Airy nachgewiesen worden ist.«

Ungewöhnlich grosse magnetische Störung am 14. bis 16. März 1898. Auf dem Kew-Observatorium wurde an diesen Tagen $8^h\ 55^m$ p. m. zunächst eine beträchtliche Zunahme der Horizontalkraft beobachtet. Dieses Element schwankte dann um seinen normalen Wert in mässigem Grade bis 4 p. m. des 15., wo eine starke Abnahme nebst grossen Schwankungsbewegungen begann. Das Minimum wurde um 10.18 p. m. erreicht. Während der folgenden Zunahme, die anfangs sehr schnell erfolgte, zeigten sich einige weitere grosse Schwankungen, und das Element blieb bis 5 p. m. des 16. gestört. Die Vertikalkraft war bis 2 p. m. des 15. nur wenig gestört. Nachdem sie dann zu einem Maximum um 5 p. m. angewachsen war, nahm sie schnell unter grossen Schwankungen ab und erreichte um 10.48 p. m. ein Minimum. Dann näherte sie sich ihrem normalen Werte, während die Schwankungen erst gross waren, aber am frühen Morgen des 16. klein wurden.

Die Störung der Deklination begann um dieselbe Zeit wie die der Horizontalkraft, war aber bis Mitternacht des 14. klein. Nach einer allgemeinen östlichen Bewegung von einigen Stunden Dauer kehrte die Nadel ihre Richtung um und erreichte ihre äusserste, westliche Lage um 2.48 p. m. des 15. Sie begann dann wieder eine sehr deutliche Bewegung nach Osten mit verschiedenen grossen

Schwankungen. Nachdem sie eine äusserste östliche Stellung um 11.18 p. m. des 15. erreicht hatte, bewegte sich die Nadel wiederum nach Westen, wobei die Bewegung eine schwankende blieb. Die Störung schwand erst um 5 p. m. des 16.

Die grösste Amplitude der Störung war: Horizontalkraft 0.0050 C.-G.-S.-Einheiten; Vertikalkraft 0.0057 Einheiten; Deklination 1° 26′. In acht Minuten, von 10.40—10.48 p. m. am 15., zeigten die Horizontal- und die Vertikalkomponente Abnahmen von bezw. 0.002 und 0.003 C.-G.-S.-Einheiten. Die schnellste Änderung der Deklination trat etwa 30 Minuten später ein. Im allgemeinen waren die auffallendsten Eigentümlichkeiten des Sturmes die grosse Abnahme sowohl der Horizontal- wie der Vertikalkomponente und die Bewegung der Deklinationsnadel bis nahezu 1° östlich von ihrer Normalstellung. Die magnetische Störung stand sehr wahrscheinlich in Zusammenhang mit dem glänzenden Polarlichte, das in der Nacht des 15. in der nördlichen Hälfte von England und in Dänemark sichtbar war[1]).

Neue Gesetzmässigkeiten in der täglichen Variation der erdmagnetischen Elemente suchte A. Nippoldt jun. nachzuweisen[2]). »Ist man,« sagt er einleitend, »vor die Aufgabe gestellt, einen geophysikalischen Vorgang in seinem periodischen Teile zu untersuchen, und entspricht seine Natur den Anforderungen der harmonischen Analyse, so darf man diese Methode zur Untersuchung heranziehen, d. h. man darf erwarten, dass die Koeffizienten der Reihen mehr sind als blosse Zahlgrössen, dass sie eine physikalische Bedeutung haben werden. Denn die harmonische Analyse besteht darin, dass sie den zu untersuchenden Vorgang in eine Reihe von Schwingungen auflöst. Sind jene Vorbedingungen erfüllt, so kann man erwarten, dass jede dieser einzelnen Wellen eine gesonderte Ursache hat. Bestimmt man die Koeffizienten der Wellen, d. h. die Werte, welche für jede Zeit die Höhe der Welle angeben, so haben diese Koeffizienten in unserem Falle eine physikalische Bedeutung, sie geben an, wie stark jene Ursache wirkt, von der die betreffende Schwingung sich herschreibt. Für die tägliche Variation der Deklination liegen die Verhältnisse so, dass obige Bedingungen erfüllt sind; es sei nur nebenbei bemerkt, dass sie für die jährliche Periode dieses Elementes nicht gelten. Auf eine Bedingung müssen wir jedoch speziell zu sprechen kommen; es ist die, dass der Vorgang rein periodisch sein muss, d. h. nur aus der Übereinanderlagerung von Einzelwellen besteht. Alle Änderungen, die aus andern Ursachen herstammen, müssen beseitigt sein. So ändert sich die Deklination von Tag zu Tag unter dem Einflusse der jährlichen Periode. Will man daher nur die tägliche betrachten, so muss man sie frei machen von der jährlichen Änderung. Diese Elimination ist jedoch für unsern Fall

[1]) Nature 57. p. 492. 1898.
[2]) Annalen der Hydrographie 1898. p. 267.

leicht vorzunehmen. Haben wir es gethan, so haben wir die Änderung vor uns, welche durch die Rotation der Erde um ihre Achse allein gegeben ist. Dieser Vorgang der Erdrotation bedingt aber eine beeinflussende Kraft, welche physikalisch einfach ist. Oder, mathematisch gesprochen, wird er dargestellt durch wenige Glieder einer trigonometrischen Reihe, die nach Vielfachen eines Winkels fortschreitet, der durch die Stellung der Erde im Raume gegeben ist.

Kennt man das Gesetz, wie die Kraft wirkt, so geben die Glieder den wirklichen Betrag ihrer Äusserung an. Im allgemeinen kennt man es jedoch nicht; dann geben die Koeffizienten den Zusammenhang zwischen Erscheinung und Ursache nur qualitativ an. So liegen die Verhältnisse denn auch bei den erdmagnetischen Elementen. Dass die Koeffizienten diesen physikalischen Charakter haben, ist um so wahrscheinlicher, je weniger Glieder den Verlauf darstellen.

Um in dieser Hinsicht die harmonische Analyse in ihrer Anwendung auf die Elemente des Erdmagnetismus zu untersuchen, wurden die Deklinationsbeobachtungen zu Rate gezogen, welche während des internationalen Polarjahres zu Pawlowsk angestellt wurden. Es wurde gerade diese Wahl getroffen, weil die Gelegenheit geboten war, harmonische Analysen anderer Polarbeobachtungen zum Vergleiche heranzuziehen.

Es wurden für jeden Monat die Mittel für jede Tagesstunde benutzt ohne Elimination gestörter Stunden, da man, solange man willkürlich die Grenze zieht zwischen gestörtem und ungestörtem Gange, Gefahr läuft, einen Teil der Gesetzmässigkeit des täglichen Verlaufes von vornherein zu vernachlässigen. Man erhält so zwölf Monatsreihen. Jeder derselben entspricht ein Wert eines jeden der Koeffizienten, so dass jeder Koeffizient in jedem Monate einen andern Wert besitzt. Zeichnet man die Werte des betreffenden Koeffizienten in ein Netz ein und verbindet die Punkte durch eine stetig gekrümmte Kurve, so giebt sie den jährlichen Verlauf des Koeffizienten. Da jeder Koeffizient einer Welle zugeordnet ist und jede Welle einer bestimmten Ursache, so muss der jährliche Verlauf des Koeffizienten das Gesetz angeben, wonach im Jahre der Einfluss der betreffenden Ursache auf die tägliche Periode sich ändert. Auch dies Gesetz muss ein einfaches sein, denn solche Ursachen schreiben sich nur her von direkten oder indirekten Einwirkungen des Standes der Erde im Raume im Vergleiche zu den andern Himmelskörpern, welche Beziehungen aber sich leicht durch einfache trigonometrische Ausdrücke wiedergeben lassen. Folglich muss es auch der jährliche Verlauf der Koeffizienten thun.«

Dies ist in der That der Fall, wie hier die Polarjahr-Stationen Tiflis, Wilhelmshaven, Süd-Georgien, Fort Rae und Greenwich ergaben. Einer der in der Formel auftretenden Koeffizienten zeigt für alle Orte eine grosse Einheitlichkeit. Dies führt zu der Vermutung, dass eine und dieselbe physikalische Ursache ihn an allen

Orten beeinflusst. Interessant ist die Umkehrung des Verlaufes in Süd-Georgien, da solche Erscheinungen zur Lösung der Frage nützlich sein können, was denn nun die Natur des Koeffizienten ist. Auch dies ist an der Hand neuer Methoden untersucht worden, und es hat sich für eine spezielle Welle herausgestellt, dass sie in ihrem wesentlichsten Teile indirekten Ursachen zuzuschreiben ist, d. h. solchen, welche von Kräften herrühren, die die Sonnenstellung in unserer Atmosphäre oder im Erdboden erzeugt. Sie hängt, kurz gesagt, mit der Lufttemperatur zusammen. Ob es nun die Lufttemperatur selbst ist oder ein anderes meteorologisches Element, das von der Lufttemperatur abhängt, das ist eine noch zu untersuchende Frage. Die hier entwickelte Anschauung wird unterstützt durch das Verschwinden dieses Gliedes für die Polarnacht (Kap Thordsen), die Umkehrung des jährlichen Verlaufes auf der südlichen Halbkugel infolge der Verschiebung der Jahreszeiten und eine Reihe anderer Einzelerscheinungen.

Da die Pawlowsker Resultate für alle untersuchten Orte des Polarjahres gelten und ebenso für Greenwich für die Jahre 1883 bis 1889, so ist man berechtigt, zu vermuten, dass diese Resultate allgemein für die ganze Erde und jedes Jahr gelten, dann liefert die Untersuchung, auf die sich vorliegende Arbeit bezog, folgende Sätze:

»1. Je höher die Ordnung der Koeffizienten der täglichen Variation der Deklination ist, desto verwickelter ist das Gesetz seines jährlichen Verlaufes.

2. Die Koeffizienten niederer Ordnung lassen sich in allen untersuchten Stationen in ihrem jährlichen Verlaufe durch eine zwölfmonatliche und eine viermonatliche Welle darstellen.

3. Die niedern Koeffizienten folgen in ihrem jährlichen Verlaufe und daher auch in ihrem täglichen Einflusse auf der ganzen Erde ein und demselben Gesetze.

4. Die Welle w_1 schreibt sich in ihrem grössten Teile von Ursachen her, welche direkt durch die Stellung der Erde im Raume gegeben sind.

5. Die Welle w_2 schreibt sich in ihrem grössten Teile von Ursachen her, welche in der Atmosphäre oder in der Erdrinde erzeugt werden durch die Stellung der Erde im Raume, ist also indirekt von dieser Stellung abhängig.

Namentlich der Satz 3 zeigt ein neues allgemeines Gesetz, das aufs neue die erdmagnetischen Variationen als nach einheitlichem Plane entstanden darstellt, ähnlich wie L. A. Bauer's Untersuchungen dies für die säkulare Änderung gezeigt haben. Ehe die Resultate jedoch wirklich den Charakter allgemeiner Gültigkeit beanspruchen dürfen, ist es notwendig, möglichst alles vorhandene Material daraufhin zu untersuchen. Wo die Beobachtungsreihen ausreichen, wird man Mittel bilden müssen für je elf Jahre, um die elfjährige Periode von vornherein zu eliminieren. Wo dies nicht angeht, müssen weniger Jahre benutzt werden, wobei man jedoch die elfjährige Periode auch

ausscheiden muss, und zwar auf Grund der Kenntnis ihres Einflusses an diesem Orte. Sind dann für diese Mittelwerte die harmonischen Konstituenten berechnet, so heisst es, sie mit entsprechenden Gewichten zu vereinen. Die Gewichte hängen dann ab von der Anzahl der zu Grunde gelegten Jahre, aber auch von der Verteilung der Orte über die Erde. Ist alles dies geschehen, so werden wir im stande sein, der Natur der täglichen Variation nachzuforschen. Um aber im Zusammenhange zu bleiben mit der Theorie des Erdmagnetismus, muss man nicht die Deklinationsbeobachtungen harmonisch analysieren, sondern die Variationen der Komponenten. Da aber die Komponenten unter sonst gleichen Umständen wesentlich Funktionen der geographischen Lage sind, so können wir den grössten Erfolg erwarten bei der Untersuchung der totalen Intensität, denn diese stellt die wirkende Kraft dar, während die Komponentenvariationen den Effekt der ganzen Kraft in der Richtung der Komponenten wiedergeben.«

5. Vulkanismus.

Die Beziehung der Thätigkeit des Vesuv zu den Mondphasen ist vom Juli 1895 bis zum Juli 1897 von E. Semmola studiert worden[1]). Während dieser Zeit fanden sich 265 Tage, an denen Lavaergüsse heftiger oder vermindert auftraten. Während derselben Zeit vollzog sich 103mal der Phasenwechsel des Mondes. An den Tagen des Neu- und Vollmondes fand 22mal eine Vermehrung, 13mal eine Verminderung und 17mal keine Änderung des Lavaergusses statt. An den Tagen des ersten und letzten Viertels war 21mal eine Vermehrung, 12mal eine Verminderung und 18mal keine Änderung des Lavaergusses festzustellen. An 162 Tagen zeigte sich die Thätigkeit des Vesuv ohne jede Beziehung zu dem Alter des Mondes. Die Beobachtungen während der beiden Jahre sprechen also nicht zu Gunsten der Annahme, dass die Mondanziehung die Ausbrüche beeinflusst.

Vulkanische Flammen im Krater des Vesuv während der Eruption von 1895. R. V. Matteucci hat über die noch bestrittene Erscheinung vulkanischer Flammen im April 1895 genauere Beobachtungen angestellt[2]). In der Nacht vom 9. zum 10. April jenes Jahres fand ein beträchtlicher Einsturz der südlichen Kraterwand des Vesuv statt, welche den Boden mit Trümmern von Laven und Schlacken bedeckte. Nunmehr wurden die heftigen Explosionen, die in den vorhergehenden Tagen ununterbrochen stattgefunden hatten, schwach, und es trat eine heftige Solfatarenthätigkeit ein, die hin und wieder von kleinen Auswürfen glühender Massen begleitet war. Diese Auswürfe hatten nichts gemein mit eigentlichen Explosionen

[1]) Compt. rend. 126. Ciel et Terre 1898. p. 70.
[2]) Rendiconti Reale Accademia dei Lincei 1898. Ser. 5. 7 (1). p. 314.

und wurden ausschliesslich erzeugt durch die mechanische Wirkung der Entzündung von Gasen unter starkem Drucke. Diese Zustände des Kraters, welche 19 Tage anhielten, haben wahrscheinlich zum grossen Teile das Auftreten der Flammen bedingt, indem brennbare Gase unterhalb jenes Trümmermaterials, von ihrer eigenen Spannung durch dieses hindurchgepresst, die zur Entzündung geeigneten Bedingungen antrafen.

An einzelnen Stellen der stärker glühenden Trümmer stiegen Flammen von einigen Metern Höhe auf, sie hatten eine zwischen blau und grün wechselnde Farbe und züngelten ruhig hin und her. In der Mitte des Kratergrundes herrschte die grösste Thätigkeit. Dort loderte aus einer glühenden Höhlung ein Flammenbündel von enormer Heftigkeit empor und erzeugte einen Lärm, ähnlich dem einer kolossalen Schmiede oder dem der Meereswellen, die während eines heftigen Sturmes sich an den Klippen brechen. Diese Flammen hatten eine zwischen 30, 40 und 50 *m* schwankende Höhe und gelbe Farbe mit feinen roten und violetten Strahlen, sie zuckten heftig und verloren sich nach oben, indem sie sich mit den eigenen Verbrennungsprodukten mischten. Dieser kolossale Gasstrahl war es, der, zuweilen in Momenten grösserer Spannung mit Heftigkeit gegen die Wände der Höhle, aus welcher er aufstieg, stossend, zahllose, glühende Stücke von ihnen löste und sie kreis- oder fächerförmig in die Luft schleuderte. Eine der auffallendsten Eigentümlichkeiten war, dass während der ganzen Zeit, die jene grossen Flammen anhielten, nur sehr selten ein unbedeutender Auswurf von Sanden erfolgte. Dies war um so beachtenswerter, als diese anhaltende Entwickelung reiner Dämpfe eine wirkliche Unterbrechung derjenigen Explosionsthätigkeit bedeutete, welche am Vesuv seit Jahren anhält.

Matteucci schliesst aus seinen Wahrnehmungen: 1. Der grössere Teil der in dem vulkanischen Magma eingeschlossenen, gasigen Stoffe hat die Fähigkeit, Flammen zu erzeugen. 2. Die kleinen Flammen im Vesuvkrater sind viel dauerhafter als jene grossen, welche ohne Unterbrechung nicht länger als 19 und nicht weniger als 15 Tage gedauert haben und schliesslich sich zu kleinen und stillen, wie die übrigen, reduzierten. 3. Das komplizierte Phänomen, dessen interessanteste Äusserung die Flammen sind, hat sich nicht wieder gezeigt oder ist wenigstens am Vesuv seit 84 Jahren nicht beobachtet worden. 4. Das Spektrum dieser Flammen ist ein kontinuierliches, wie dies von Libbey in den glühenden Laven des Kilauea auch an Flammen beobachtet worden.

Eugenio Semmola beschreibt die Flammen, welche in der zweiten Hälfte des April am Vesuv erschienen sind, und seine Angaben über die Höhen und Farben der Flammen stimmen mit den Angaben Matteucci's überein, auch bringt er den Einsturz eines Teiles der Kraterwand und die Verstopfung des Schlotes mit dem Auftreten der Flammen in Beziehung. Gemäss den Beobachtungen Pilla's aus dem Anfang dieses Jahrhunderts und der Beschreibung, die Fouqué

von den Flammen während der Eruption von Santorin im Jahre 1866 gegeben, kommt Semmola zu dem Schlusse, dass die im April am Vesuv beobachteten Flammen nicht durch Verbrennung von Eruptionsgasen entstanden, also keine Flammen in gewöhnlichem Sinne seien, sondern glühende Gasstrahlen, welche infolge der eingetretenen Verschüttung unter erhöhtem Drucke und mit gesteigerter Temperatur emporgetrieben wurden.

Der Ausbruch des Vesuv in der zweiten Hälfte 1898 bildete nach Prof. Tascone vom Vesuv-Observatorium den vorläufigen Abschluss der dreijährigen Thätigkeit dieses Vulkanes. Über letztere berichtet ein wohlunterrichteter Besucher des Berges[1]):

Die Thätigkeit des Vesuv begann am 3. Juli 1895 mit der Eröffnung einer Lavaquelle am WNW-Abhange des Hauptkraters und dauerte mit wechselnder Ab- und Zunahme bis heute (Ende September). Das in den Atrio del Cavallo abströmende Ausbruchmaterial hatte schon im August 1895 eine Fläche von 220000 *qm* mit einem Volumen von etwa $6^1/_2$ Millionen Kubikmetern bedeckt. Bis Ende Juli 1898 ist das Volumen der neuen Lava (nach den Schätzungen Tascone's) auf 105 Millionen Kubikmeter angewachsen. Diese ungeheure Masse bildet, und das ist das bemerkenswerteste Ergebnis des Ausbruches, einen neuen Bergrücken von flachkuppelförmiger Gestalt, der dem untern Ausgange des Atrio quer vorgelagert ist und die Höhe von etwa 100 *m* über dem frühern Niveau erreichen soll. Das Gesamtbild des Vesuv wird dadurch erheblich verändert. Im Innern dieses Lavaberges ist das vulkanische Material noch nicht völlig zur Ruhe gekommen, und ab und zu bricht aus seinen Wänden der glühende Brei, neue Flüsse bildend, hervor. Als ich am 22. August 1896 den Vesuv bestieg, war die an zwei Stellen dicht unterhalb des Observatoriums von der neuen Lava überflutete Provinzialstrasse schon wieder hergestellt, und man konnte bequem und gefahrlos bis zum Anfange der Cookstrasse fahren. Von dort kletterten wir ohne Führer über das Geröll bis an die rauchende und glühende Lava, die die Cookstrasse bedeckte; auch das war mit keinerlei Gefahr verbunden, nur die Schuhsohlen wurden dabei etwas verbrannt. Die zur Drahtseilbahn führende Strasse wurde später wieder hergestellt und im vergangenen Sommer abermals zerstört; bis an die Provinzialstrasse ist die Lava seitdem nicht wieder vorgedrungen. Ein Wiedererwachen der vulkanischen Thätigkeit wurde im letzten Juli beobachtet, indem aus dem neuen Kuppelberg frische Lavaströme hervordrangen. Die Bewegung dieser Lava wechselte mit mehr oder minder heftigen Regungen des Hauptkraters. In der ersten Hälfte des Juli 1898 stiess dieser öfter starke Rauchwolken mit Asche aus, und am 7. stürzte ein 50 *m* langes Stück des nordöstlichen Kraterrandes ein. Um die Mitte

[1]) Gaea 1898. p. 752.

des Monates zeigten sich die neuen Fumarolen am nordwestlichen Kraterabhange lebhaft thätig, Rauch- und Aschenauswürfe aus dem Hauptkrater wechselten mit einer Verstärkung der weiter unten ausströmenden Lava, die am Monte Somma in das Kastanienunterholz eindrang. Vom 18. Juli an liess der Hauptkrater ab und zu brüllendes Geräusch vernehmen und warf Schlacken aus. Gegen Ende des Monates trat oben wieder Ruhe ein, während mit Anfang August das Brüllen und die Auswürfe sich erneuerten; am 6. August wurde ein leichter Aschenregen bis nach Resina hingetrieben. Am 8. begann ein neuer Lavaerguss in das Vetranathal, der mit wechselnder Stärke bis heute anhält und das Niveau des Thales um einige, an manchen Stellen bis zu 20 *m* erhöht hat. Um dieselbe Zeit stürzte wieder ein Stück des nördlichen Kraterrandes ein, und am 9. erfolgten häufige, mit dumpfem Knallen verbundene Schlackenauswürfe. Diese Erscheinungen wiederholten sich mit Unterbrechungen bis gegen Ende August, während sich die kleinen Lavaausflüsse aus dem Kuppelberg vervielfältigten. Am 30. August fiel Aschenregen gegen Torre del Greco hin. Gegen die Mitte des September erwachte die Thätigkeit des Hauptkraters von neuem, wenn auch nicht in dem gefahrvollen Umfange, den manche Zeitungsnachrichten vermuten liessen. Den Höhepunkt erreichte das Schauspiel am 16., 17. und 23. September; die vielverzweigten glühenden Lavarinnsale boten bei Nacht einen schauerlich schönen Anblick, leichter Aschenregen fiel bis gegen Resina hin, und am 21. September wurden die Stationen der Drahtseilbahn von herabfallenden Schlacken bedroht, die jedoch keinen Schaden anrichteten. Geflüchtet ist auch in diesen Tagen niemand von den oben wohnenden Angestellten der Bahn, den Carabinieri oder dem Observationspersonal. Als ich am 25. September oben war, herrschte am Hauptkrater Ruhe; nur ein dichter, graubrauner Rauch wälzte sich träg hervor, den ganzen Gipfel bedeckend. Die Lavaströme rückten langsam vor; im Vetranathale ist die frische Lava bis gerade unter dem Observatorium angelangt, immer auf der Lava von 1872 und 1895 weiterfliessend; von dem steilen Absturze unterhalb des Observatoriums, Fosso del Faraone genannt, ist sie noch fast einen Kilometer entfernt. Auf der andern Seite nach der weiten Piana della Ginestre hin, die von den Laven der Jahre 1822, 1858, 1867 und 1872 bedeckt ist, laufen einzelne Rinnsale etwas rascher als im Vetranathale, haben aber noch weite wüste Strecken vor sich, bevor sie angebautes Land erreichen.

Der Vulkan Lamongan auf Java wird von Dr. E. Fürst geschildert[1]). Er ist hiernach einer der kleinsten, aber thätigsten Vulkane auf Java und erreicht eine Höhe von 5238 Fuss. »Während die Westseite von Probolinggo von den östlichen Abhängen und

[1]) Potonié's Naturwissenschaftl. Wochenschrift 1898. Nr. 10. p. 112.

Ausläufern des Tengergebirges und den Bergen Garu und Smeru bedeckt wird, erhebt sich im Punkte, wo die Grenzen der drei Abteilungen dieser Provinz einander treffen, der Vulkan Lamongan in der Form zweier, zum grössten Teil zusammengeschmolzener Kegel; durch einen sehr niedrigen, hauptsächlich aus vulkanischem Sand bestehenden Bergrücken ist er mit dem Tengergebirge verbunden; ein ähnlicher Rücken verbindet ihn anderseits mit dem teilweise in Probolinggo, teilweise in der Provinz Besuki gelegenen Jang-Gebirge.

Die schönste Aussicht auf den Lamongan geniesst man von Kelakah, dem Hauptplatz des Distriktes Kanu Lamongan. Kelakah ist berühmt durch seinen See, an dessen Ufer ein sehr guter Pasanggrahan (Unterkunftshaus für europäische Reisende) inmitten eines schönen Blumengartens errichtet ist. Von der mit Schlingpflanzen umgebenen Veranda aus, welche sich an der Hinterseite des Gebäudes befindet, erblickt man den schönen, runden See, auf dem eine Unzahl von Enten und Wasservögeln herumschwimmt, und der umsäumt ist von dichtem Gebüsche, mit einer Bevölkerung von Nashornvögeln und Schwärmen von Fledermäusen. Hinter diesem Becken erhebt sich aus einem Waldkleide der kahle Gipfel des Lamongan, und mit dem Rauchkranze, der seine Spitze umgiebt, spiegelt er sich in dem ruhigen Wasser. Seine nicht geringe Höhe kann sich nicht mit der der meisten javanischen Vulkane messen, und, was seinen Umfang betrifft, dürfte er höchstens den Namen eines Miniaturvulkans verdienen. Von seiner Thätigkeit behauptete der berühmte Reisende Junghuhn, dass sie ihm vorkäme, wie ein zur Belustigung der Zuschauer angezündetes Feuerwerk.

Die zwei Kegel, aus welchen der Lamongan besteht, trennen sich auf $^4/_5$ ihrer Höhe und bilden zwei besondere Berggipfel, von welchen den eine in südwestlicher, der andere in nordöstlicher Richtung liegt. Der nordöstliche Gipfel, der älteste und höchste, trägt den Namen Gunung Tarub; er hat eine unregelmässigere Form als der Kratergipfel, der eigentliche Lamongan, welcher 32 *m* niedriger ist. Der Kratergipfel erhebt sich gleichmässig bis zur Kraterwand, wahrscheinlich ist er entstanden durch eine Verstopfung des Tarubkraters. Sein aus Lava, Asche und Steintrümmern bestehender Auswurf fand hier einen Ausweg, häufte sich um die Öffnung an, und die immer wiederkehrenden Eruptionen bildeten auf diese Weise im Laufe der Zeit einen Kegel, welcher fast ebenso hoch, wie der ursprüngliche wurde. Wo er sich aus dem Walde erhebt, hat dieser Kegel eine hellgelbe Farbe; er ist jedoch mit einer dunkeln Kappe bedeckt, von welcher dunkle Fransen herabhängen. Auf dem Bergabhange ist das Wechselspiel von schöpfenden und verwüstenden Naturkräften in deutlichen Streifen eingezeichnet; während von oben der Lavastrom hier und da in das Waldgebiet eindringt, steigt von unten, wo es nur festen Fuss gewinnen kann, das grüne Pflanzenleben in Rissen und Schluchten aufwärts. Durch die immer wiederkehrenden Ausbrüche erleidet der Kraterrand Um-

gestaltungen, wobei die Abbröckelungen und Einstürze an andern Stellen durch neue Erhöhungen kompensiert werden.

Was die Ausbrüche des Lamongan betrifft, so muss ein Unterschied gemacht werden zwischen den gewöhnlichen, welche sich fast täglich wiederholen, und den gewaltigern, die in Zwischenpausen von einigen Jahren stattfinden. Es ist schwer, zwischen beiden eine bestimmte Grenze zu ziehen; schon die gewöhnlichen Ausbrüche sind, besonders zur Nachtzeit, so schön und ergreifend, dass grössere Eruptionen kaum einen viel mächtigern Eindruck machen könnten, wenn nicht unterirdisches Donnern, Erdbeben, glühende Lavaströme und heftiger Aschenregen sie begleiteten. Das Feuerwerk von roten Flammen, Funken und Raketen, welches schon in der Hauptstadt Probolinggo, den südwestlichen Horizont in der Dunkelheit erleuchtet, hat wohl noch nie den Reisenden enttäuscht, der die Nacht im Pasanggrahan von Kelakah zubrachte, um dieses prächtige Naturschauspiel zu geniessen. Die von Junghuhn im Jahre 1838 beobachtete und beschriebene Eruption gehörte zu den heftigern; an ein Erklimmen des Gipfels war damals nicht zu denken, und als er probierte, jenseits der Waldgrenze auf einem früher angelegten Fusswege den Berg zu besteigen, veranlasste ihn der Steinregen zum schleunigen Rückzuge. Zum Besteigen des andern Gipfels fehlte ihm die nötige Zeit, da er sich erst durch den Waldgürtel einen Weg hätte bahnen lassen müssen. Was ihm damals nicht gelang, wurde im Jahre 1845 durch Zollinger vollbracht. Er erstieg den Gunung Tarub von Tiris aus, einem nordöstlich an dessen Fuss liegenden Dorfe, bei welchem sich eine warme Quelle von einer Temperatur von etwas 40° C. befindet. Das Wasser sprudelt aus verschiedenen kleinen Quellen in ein ovales Becken, welches sich in den naheliegenden Segaran-Fluss ergiesst. In der Nähe liegt noch ein Dutzend Seen, so dass der Lamongan von einem Gürtel solcher Wasserflächen in weitem Kreise umgeben ist. Junghuhn betrachtet diese Süsswasserseen, deren steile Wände jeden sichtbaren Ausfluss verhindern, als Senkungen des Bodens, Zollinger dagegen hält sie, wegen ihrer kesselförmigen Gestalt und wegen ihrer steilen Ränder, für frühere Krater.

Der letzte heftige Ausbruch des Lamongan fand, mit einer geringern Wiederholung in den 60er Jahren, 1859 statt. Am 6. Februar dieses Jahres entfaltete der Vulkan wieder seine furchtbare Thätigkeit und vernichtete viele Pflanzungen, ohne jedoch Menschenleben zu fordern. 320 Hektar Regierungsplantagen wurden verwüstet, und als Merkwürdigkeit wird gemeldet, dass sich am Fusse des Vulkans ein zweiter Krater gebildet habe.«

Die Vulkane Javas schilderte Dr. R. D. M. Verbeek in einer Darstellung der Geologie dieser Insel[1]). Diese Vulkane sind die

[1]) Petermann's Mitteilungen 1898. 2. Heft. p. 25 ff.

jüngsten und zugleich höchsten Berge Javas. »Der Anfang ihrer Eruptionen fällt noch in die tertiäre Periode, aber die Hauptthätigkeit gehört der quartären Zeit an, da die Auswurfmassen die tertiären Hügel fast überall bedecken. Diese Kegelberge entstanden nicht durch Erhebung, sondern allmählich durch Aufschüttung loser Massen und Lavaströme um ein Zentrum. Bei regelmässigem Aufbaue nimmt die Neigung des Abhanges von oben nach unten ab, und nähert sich dieser der logarithmischen Kurve. Der Gipfel ist von geringen Dimensionen und zeigt oben eine kleine Vertiefung, den Krater. Diese spitzkegelförmigen Vulkane bilden aber die Ausnahme, da die meisten einen Einsturz des obern Teiles erfahren haben, wobei ein sehr grosser, mehr oder weniger kreisförmiger Raum mit unregelmässig gezacktem Rande entstand, welcher gewöhnlich auch einfach »Krater« genannt wird, obwohl er von dem kleinen ursprünglichen Gipfelkrater scharf zu unterscheiden ist. Die allermeisten Vulkane sind mithin Bergruinen und waren früher höher. Spitzkegelförmig sind z. B. noch der Tjermai, Slamat, Sendoro, Semeru und einige andere. Die Grösse des eingestürzten Raumes schwankt in weiten Grenzen; den grössten eingestürzten Krater besitzt der Ringgit in Ostjava, dessen Durchmesser 21 *km* beträgt; der Idjen und der Hijang haben einen Krater von 8 *km* Durchmesser, bei den übrigen Vulkanen sind die Dimensionen geringer. Dass diese grossen Einstürze keineswegs auf die vorhistorische Zeit beschränkt sind, hat der Krakatau im Jahre 1883 bewiesen; der beim grossen Ausbruche vom August dieses Jahres gebildete ungefähr kreisförmige Einsturzraum hat einen Durchmesser von beinahe 4 *km*.

Die Höhe der Vulkane ist auch sehr verschieden; 14 Gipfel sind höher als 3000 *m*; der höchste von allen ist der Sĕmeru, dessen Höhe 3676 *m* beträgt; 45 Gipfel liegen zwischen 3000 und 2000 *m*, 50 Gipfel zwischen 2000 und 1000 *m*, 22 Gipfel unter 1000 *m*, zusammen 131 Gipfel, welche aber nicht alle selbständige Vulkane bilden, da manche Vulkane mehrere Gipfel besitzen. Die Anzahl der Vulkane beträgt, wenn man die Vulkaninseln der Sunda-Strasse mitrechnet, 121, mithin bedeutend mehr als früher angenommen wurde. Von diesen Kegeln haben aber, soweit bekannt, nur 14 in historischer Zeit Eruptionen gehabt, hauptsächlich von Asche und Steinen, aber auch von Lavaströmen. Die frühere Annahme, dass die Javavulkane in der jetzigen Periode keine Lavaströme mehr liefern, hat sich durch Fennema's Untersuchungen als unrichtig erwiesen; indessen sind sie mit Sicherheit nur von dem Lemongan, dem Sĕmeru und dem Guntur bekannt. Im Jahre 1885 floss zu gleicher Zeit ein Basaltlavastrom aus dem Lemongan und ein Andesitlavastrom aus dem Sĕmeru.

Die Vulkane Javas liegen entweder auf einer Linie oder auf zwei und in den Preanger-Regentschaften sogar auf vier Parallellinien in der Längsrichtung der Insel hintereinander und ausserdem auf zahlreichen Querlinien. Diese Linien fallen manchmal mit

Verwerfungen zusammen oder mit Sattel- und Muldenlinien der tertiären Sedimente, wieder andere haben scheinbar keine besondere tektonische Bedeutung. Krakatau liegt auf dem Kreuzungspunkte dreier solcher Linien, der Sumatra-Längsrichtung, der Java-Längsrichtung und der Sundastrasse-Querrichtung und ist dadurch für Eruptionen in besonders günstiger Lage.

Die petrographische Zusammensetzung der Javavulkane ist äusserst einförmig; die allermeisten bestehen aus Andesit und Basalt, mit wenig Obsidian und Bimsstein, in der Form von losen Auswürflingen (Asche, Sand und grössere Blöcke) und von Lavaströmen. Nur fünf, der Ringgit und der Lurus in Besuki, der Muriah und der Tjilering in Djapara und der Vulkan von Bawean, einer Insel zwischen Java und Borneo, lieferten Leuzitgesteine (Leuzitite, Tephrite und Leuzitbasalte), wozu sich auf Bawean auch noch Phonolithe gesellen. Sie sind auch älter als die übrigen Vulkane, da ihre Hauptthätigkeit noch in die Tertiärzeit zu fallen scheint.«

Die 2000 bis 3000 *m* hohen Vulkankegel geben Java den eigentlichen Bergcharakter; » auch sind sie die Ursache der grossen Fruchtbarkeit der Insel, denn die feldspatreichen vulkanischen Produkte geben bei der Verwitterung einen lockern, an Natron- und Kalksalzen (nicht an Kalisalzen, denn Kalifeldspate kommen in den javanischen Andesiten nur sehr sparsam vor) reichen Boden, der je nach der Meereshöhe vortrefflich zu verschiedenen Kulturen geeignet ist. In den niedrigern Gegenden gedeihen Reis und Zucker (beide auch besonders auf quartärem Boden, welcher aber gleichfalls vulkanischen Ursprunges ist), in den höhern Gegenden Thee und Kaffee (auch Reis), in den noch höhern Teilen der Chinabaum. Schliesslich bieten die höhern Teile der Vulkane durch ihr kühles, gesundes Klima willkommene Aufenthaltsorte für die Europäer, welche unter dem heissen Klima der Küstengegenden gelitten haben.

Wie schon erwähnt, sind die Vulkane nur selten spitzkegelförmig, bei weitem die meisten haben nur im untern Teile den ursprünglichen flach geneigten Abhang bewahrt, während der obere Teil eingestürzt ist und einen gezackten Rand zeigt, welcher ursprünglich der Kreisform nahe stand, aber durch die Erosion fortwährend unregelmässiger gestaltet wird, so dass der Rand bei einigen nur schwierig mehr zu erkennen ist. In dem eingestürzten Raume werden manchmal durch neuere Eruptionen jüngere Schlacken- oder auch Lavakegel aufgebaut, welche wieder einstürzen und erodiert werden, so dass schliesslich ein sehr kompliziertes Gerüst oder vulkanisches Gebirge entsteht, wovon der Idjen und der Hijang in Ostjava Beispiele sind. Einige Vulkane tragen auch auf ihrem Mantel oder Abhange, mithin ausserhalb des eingestürzten Kraterraumes, parasitische Eruptionspunkte, zum Teile kleine eingestürzte Kraterchen, welche, wenn Boden und Wände für Wasser undurchlässig sind, sich mit Wasser füllen und Seen bilden, oder offene hufeisenförmige Ringe, gleichfalls durch Einsturz entstanden, oder kleine Hügel ohne

Krater, zu vergleichen mit den »bocche« des Ätna. Ein schönes Beispiel solcher parasitischen Eruptionspunkte bietet der Lemongan in Probolinggo, welcher deren 50 besitzt, wovon zehn mit Wasser gefüllt sind.

Noch eine sehr eigentümliche Erscheinung an gewissen Vulkanen muss erwähnt werden, nämlich breite Thäler mit steilen Wänden, welche der Erosion nicht zugeschrieben werden können und früher nicht genügend erklärt waren. Beim Ausbruche des Sĕmeru 1885 nahm Fennema wahr, dass die über den Rand des Kraters fliessende Lava die losen Auswürflinge des Abhanges durch den Druck vor sich herausschob, wobei die letztern als Steinlawine den Berg herunterrollten, wobei die Lava langsam in der neu gebildeten Rinne herunterfloss. Auf diese Weise müssen auch viele breitere Thäler, z. B. das sogenannte Thal von Sapikerep oder von Sukapura, am Ostabhange des Tengger, gebildet worden sein.«

Die räumliche Anordnung der Vulkane Mittelamerikas ist von C. Sapper studiert worden[1]), auch hat derselbe die gewonnenen Ergebnisse kartographisch verarbeitet. Das Nachstehende ist der Hauptinhalt dieser wichtigen Arbeit:

»Vorbedingung für irgendwelche Spekulation über die Anordnung der Vulkane über bestimmten Spalten ist die möglichst genaue Kenntnis ihrer topographischen Lage, und diese Vorbedingung ist seit jüngster Zeit für den grössten Teil der mittelamerikanischen Vulkane erfüllt worden durch die im Jahre 1892 ausgeführte Triangulation einer aus amerikanischen Offizieren zusammengesetzten Kommission, welche in Mittelamerika die Trace der projektierten interkontinentalen Eisenbahn studieren sollte. Die Triangulation reicht vom Tacaná an der guatemaltekisch-mexikanischen Grenze bis zum Vulkane Momotombo in der Republik Nicaragua. Obgleich mir der ausführliche Bericht der interkontinentalen Eisenbahnkommission nicht zugänglich gewesen ist, so verdanke ich doch der Freundlichkeit des Mr. L. W. v. Kennon, welcher als Mitglied der genannten Kommission die Triangulation durchgeführt hatte, die astronomischen Positionen und die hypsometrischen Daten der festgelegten Vulkane und teile dieselben in der nachfolgenden Liste mit. Die Lage derjenigen guatemaltekischen und salvadorenischen Vulkane, welche in jener Triangulation nicht einbegriffen sind, gebe ich auf Grund meiner Itineraraufnahmen. In gleicher Weise sind die meisten Positionen nicaraguanischer und costaricensischer Vulkane nur als annähernd richtig zu betrachten; ich entnahm sie meist der englischen Seekarte von 1840 oder der Karte von Nicaragua von Maximilian v. Sonnenstern 1863 (für die Maribios-Vulkane korrigiert nach den Daten der Eisenbahnkommission) oder der Karte von Costarica von L. Friedrichsen 1875.

---

[1]) Zeitschrift d. deutschen geolog. Gesellschaft. 49. 3. Heft. p. 672.

Liste der mittelamerikanischen Vulkane.

Name der Vulkane	Geographische Position Nördl. Br.	Geographische Position W. v. Gr.	Autor	Absolute Höhe m	Autor	Relative Höhe m
*Tacaná	15° 07′ 22″	92° 06′ 17″	EK	4064	EK	2200
*Tajumulco	15 02 02	91 54 02	EK	4210	EK	2400
Lacandon	14 48 35	91 42 50	EK	2748	EK	1500
*S. Maria	14 44 56	91 32 55	EK	3768	EK	2200
*Cerro quemado	14 47 22	91 30 56	EK	3179	EK	1250
Zunil	14 42 13	91 28 37	EK	3553	EK	? 1600
*S. Pedro	14 38 55	91 15 50	EK	3024	EK	1500
Atitlan	14 34 32	91 11 05	EK	3525	EK	2400
*Toliman	14 36 19	91 11 13	EK	3153	EK	1900
*Acatenango	14 29 39	90 52 30	EK	3960	EK	2400
*Fuego	14 28 03	90 52 48	EK	3835	EK	2700
Agua	14 27 29	90 44 33	EK	3752	EK	2600
*Pacaya	14 22 28	90 36 03	EK	2544	EK	1600
*Tecuamburro	14 09 04	90 26 05	EK	1946	EK	ca. 1100
*Moyuta	14 01 23	90 05 40	EK	1684	EK	800
*Jumay	14 19 53	90 16 21	EK	1810	EK	800
*Las Flores	14 17 58	89 59 53	EK	1598	EK	500
*Las Viboras	14 13	89 43½	CS	1070	CS	400
*Chingo	14 06 44	89 43 41	EK	1783	EK	1000
*Suchitan	14 23 26	89 46 57	EK	2042	EK	1200
Tahual	14 27	89 54	CS	ca. 1700	CS	700
*Jalapa (Imay)	14 42	89 59½	CS	2160	CS	800
*Iztepeque	14 26	89 41½	CS	1320	CS	550
*Ipala	14 34	89 40	CS	1670	CS	800
*S. Diego	14 17½	89 28	CS	820	CS	320
Capullo?	14 09 09	89 22 57	EK	1123	EK	600
*Guasapa	13 53 39	89 07 01	EK	1410	EK	800
Tecomatepe	13 50 08	89 03 20	EK	1006	EK	400
Nejapa	13 48 42	89 12 37	EK	915	EK	400
*Cerro grande de Apaneca	13 51 10	89 48 53	EK	1854	EK	1000
*Lagunita	—	—		ca. 1700	CS	900
*Laguna verde	—	—		ca. 1700	CS	900
Cuyotepe (Sabana)	—	—		ca 1600	CS	600
Cuyanausul	—	—		ca. 1700	CS	900
Chalchuapa	—	—		ca. 1800	CS	1000
Laguna de las Ranas	—	—		ca. 1900	CS	1000
*Tamagasote (Naranjo)	13 51 55	89 41 27	EK	1984	EK	800
*S. Ana	13 50 54	89 37 53	EK	2385	EK	1800
S. Marcelino	13 49 18	89 37 37	EK	2067	EK	1000
Izalco	13 48 30	89 38 07	EK	1885	EK	800
*Boqueron	13 43 55	89 17 20	EK	1887	EK	1200
*S. Salvador	13 44 16	89 15 34	EK	1950	EK	1300
*S. Vincente	13 35 24	88 50 31	EK	2173	EK	1800
*Tecapa	13 29 19	88 30 26	EK	1603	EK	1100
Cerro verde	13 28 12	88 31 37	EK	1555	EK	1000
*Taburete	13 25 55	88 32 22	EK	1171	EK	800
Jucuapa (Cerro del Tigre)	13 27 41	88 25 56	EK	1658	EK	1300
S. Elena	13 25 48	88 26 47	EK	ca. 1080	CS	700
*Usulutan	13 24 52	88 28 39	EK	1453	EK	1200
*Chinameca	13 28 20	88 19 30	EK	1402	EK	800
*S. Miguel	13 25 43	88 16 29	EK	2132	EK	1900
*Conchagua	13 26 27	87 50 08	EK	1250	CS	1250
Conchaguita	13 13½	87 46½	SK	512	SK	510

Name der Vulkane	Geographische Position Nördl. Br.	W. v. Gr.	Autor	Absolute Höhe m	Autor	Relative Höhe m
*Meanguera	13° 11′ "	87° 43½′ "	SK	506	SK	500
*Cerro del Tigre	13 16 02	87 38 45	EK	840	CS	840
*Sacate grande	13 20	87 37	SK	720	CS	720
*Conseguina	12 58 07	87 35 11	EK	863	SK	860
El Chonco	12 44	87 3	MvS	900	SK	800
El Viejo (Chinaudega)	12 42 01	87 01 03	EK	1780	EK	1700
Chichigalpa	12 40	86 56	MvS	ca. 1200	CS	1000
Portillo	12 38	86 53	MvS	ca. 900	CS	700
*Telica	12 36 04	86 51 20	EK	1038	EK	900
*S. Clara	12 33	86 49	MvS	870	CS	700
Rota	12 32	86 45	MvS	ca. 870	CS	700
Las Pilas	12 29 11	86 40 52	EK	1071	EK	900
Asososco	12 27	86 42	MvS	ca. 800	CS	600
Momotombo	12 25 12	86 33 03	EK	1258	EK	1200
*Masaya	11 59½	86 6	MvS	660	CS	400
*Catarina	11 55	86 1	MvS	ca. 650	CS	400
*Mombacho	11 48.6	85 54.2	SK	1405	SK	1200
Omotepe	11 32	85 33.6	SK	1578	SK	1530
Madera	11 27	85 27.5	SK	1286	SK	1240
Orosí	10 59	85 29	SK	1583	SK	ca. 1000
Rincon de la Vieja	10 50	85 22	SK	ca. 1500?	—	ca. 1000
Buipilapa Miravalles	10 35	85 02	Fr	ca. 1500	D&M	ca 1000
Tenorio	10 33	84 57	Fr	1432	SK	ca. 1000
Poas	10 11	84 15	Fr	2742	Fr	ca. 1600
Barba	10 09	84 5½	Fr	2652	Fr	ca 1600
Irazú	9 59	83 54	Fr	3328	KvS	ca. 2500
Turrialba	10 02	83 49	Fr	3064	KvS	ca. 2500
Chiriqui	8 48	82 30	MW	3333	SK	ca. 2500

Ich gebe in der Vulkanliste jeweils die Autoren der geographischen Positionen, sowie der absoluten Höhenbestimmungen an und wende dabei folgende Abkürzungen an: CS = Carl Sapper, D&M = Dollfuss und Montserrat, EK = Kommission der interkontinentalen Eisenbahn, Fr = L. Friedrichsen, KvS = Karl v. Seebach, MvS = Maximilian v. Sonnenstern, MW = Moritz Wagner, SK = Seekarte.

Diejenigen Vulkane, welche in historischer Zeit Eruptionen gehabt haben oder noch heutzutage Spuren fortdauernder Thätigkeit zeigen[1]), sind durch gesperrten Druck hervorgehoben. Diejenigen Vulkane, welche ich selbst bestiegen habe, hebe ich durch einen * hervor.

In dieser Liste habe ich nur die bedeutendsten Vulkane (Vulkane erster Ordnung) aufgeführt; die kleinern (Vulkane zweiter Ordnung), welche namentlich im südöstlichen Guatemala und im westlichen Salvador in grosser Zahl vorhanden sind, habe ich

[1]) Ich sehe dabei aber ab von Ausoles und Fumarolen, welche sich nur am Fusse der einzelnen Berge befinden, da es manchmal unmöglich ist, ihre Zugehörigkeit zu einem bestimmten Vulkane nachzuweisen. K. S.

vollständig vernachlässigt, um die Frage nicht noch verwickelter zu gestalten.

Der Vulkan Soconusco, welcher in den meisten Vulkanlisten als westlichster Flügelmann der mittelamerikanischen Reihe aufgeführt ist, fehlt in meiner Liste, weil ich glaube, dass derselbe mit dem Tacaná identisch ist. Jedenfalls habe ich weder vom Meere, noch vom Lande her in der Sierra Madre de Chiapas einen Berg gesehen, welcher seiner Gestalt nach als ein Vulkan hätte angesprochen werden können; zudem habe ich auf der Nordseite des genannten Gebirges zwischen dem Cerro de tres picos und dem Tacaná vergebens alle Bäche nach Geröllen echt vulkanischer Gesteine abgesucht; dagegen bin ich der Südabdachung des Gebirges entlang noch nicht gewandert und kann daher die Möglichkeit nicht leugnen, dass auf jener Seite vielleicht irgendwo versteckt ein Vulkan sein dürfte; ich halte es aber für sehr unwahrscheinlich. Im Jahre 1893 war allerdings durch die Zeitungen die Nachricht gegangen, dass ein Vulkan S. Martin bei Tonalá Anfang April 1893 eine heftige Eruption gehabt hätte; da ich mich aber gerade um genannte Zeit in jener Gegend aufhielt, so konnte ich mit Sicherheit die Unwahrheit jener Meldung feststellen.

A. Dollfuss und E. de Montserrat geben in ihrem Reisewerke: Voyage géologique des les républiques de Guatémala et de Salvador (Paris 1868) einen Vulkan Istak an, welcher sich in Soconusco befinden soll; ich habe jedoch bei meiner Anwesenheit daselbst nie etwas davon gehört. Sie erwähnen ferner das Gerücht, dass sich in grösserer Entfernung südlich von Ciudad real (S. Christobal Las Casas) eine Gruppe vulkanischer Kegel befinde; dies Gerücht bezog sich offenbar auf die andesitischen, kühn gestalteten Berge von S. Bartolomé de los Llanos und Mispilla und auf den einem Vulkane äusserlich täuschend ähnlichen Kalkdenudationskegel von Laja tendida. Vulkane giebt es aber in jener Gegend nicht.

Das mittelamerikanische Vulkansystem beginnt demnach mit dem Vulkan Tacaná in 15° 7′ nördl. Br. und 92° 06′ westl. L. von Greenwich und endet mit dem Chiriquí in Columbien in 8° 48′ nördl. Br. und 82° 30′ westl. L. Seine Gesamtlänge beträgt demnach etwas über 1250 *km*.

Wenn wir die Betrachtung der mittelamerikanischen Vulkane mit ihrem nordwestlichen Ende beginnen, so finden wir, dass sie sich hier in einer etwas gebrochenen, der pazifischen Küste ungefähr parallelen Reihe anordnen, von welcher sich eine Anzahl kurzer Querspalten nordwärts abzweigen (S. Maria-Cerro quemado, Atitlan-Toliman-Cerro de oro, Fuego-Acatenango). Alle Vulkane von Tacaná bis zum Pacaya sind der Südabdachung eines ostsüdöstlich streichenden andesitischen Gebirgszuges aufgesetzt. Die Vulkane Tacaná und Tajumulco liegen nicht genau in der Verlängerung der Vulkanreihe Pacaya-Lacandon, sondern erscheinen im Vergleiche zu dieser etwas nach Norden verschoben. Anderseits ist die salvadorenische

Hauptspalte, welche sich in Guatemala über den Moyta nach dem Tecuamburro hin fortsetzt, südwärts verschoben. Diese Vulkanreihe zeigt vom Conchagua bis zum Tecuamburro eine Länge von ca. 293 *km*; ob die westlich vom Tecuamburro gelegene Berggruppe La Gavia vulkanischen Ursprunges ist, kann ich nicht entscheiden, da ich bisher noch nicht Gelegenheit gefunden habe, jene Gegend zu besuchen.

Von der salvadorenischen Hauptvulkanspalte, welche auf oder nahe dem Rücken eines jungeruptiven Gebirgszuges verläuft, zweigen zwei nahezu parallele Querspalten südwärts ab (Tecapa-Cerro verde-Taburete und Jacuapa-S. Elena-Usulutan). Die Spalten, auf welchen sich die Doppelvulkane Conchagua (Ocote und Bandera), Chinameca (Laguna verde und Limbo) und S. Salvador-Boqueron erhoben haben, fallen nahezu mit der Hauptspalte zusammen. Auf der Hauptspalte selbst befindet sich der unterseeische Vulkan von Ilopango, welcher im Jahre 1880 einen Ausbruch gemacht hat. In der Nachbarschaft des im Jahre 1793 entstandenen, unermüdlich thätigen Izalco findet sich amphitheatralisch angeordnet eine ganze Reihe von Vulkanen, welche schon von Karl v. Seebach eingehend besprochen worden sind, so dass ich hier nicht darauf zurückzukommen brauche. Da zwei der betreffenden Berge, der Cerro grande de Apaneca und der Cuganausul, keine Spur eines Kraters zeigen, sondern lediglich Berggrate darstellen, so kann die Frage entstehen, ob man dieselben überhaupt als Vulkane gelten lassen darf. Ebenso dürften von manchen die kraterlosen, stark zerstörten Berge des Guasapa und Nejapa (vermutlich auch des Capullo) als gewöhnliche jungeruptive Erhebungen angesehen werden, während ich dieselben wegen ihrer isolierten Lage, sowie wegen ihres straffen Aufbaues um einen Zentralpunkt als homogene Vulkane ansprechen möchte. An anderer Stelle habe ich eine Skizze des Guasapa gegeben.

Capullo und Guasapa liegen auf einer ausgezeichneten Vulkanspalte, welche im S. Vicente von der Hauptspalte abzweigt und über Cojutepeque, Tecomatepe, Macanzi, Guasapa, dann einen noch unbenannten, von mir nur aus der Ferne gesichteten, kleinen Vulkan und endlich den Capullo sich bis zum S. Diego fortsetzt. Ist bis hierher die Frage der Anordnung der Vulkane leicht, so wird sie sehr verwickelt, sobald man die Vulkane des südöstlichen Guatemala mit in Betracht zieht. Dieselben sind ziemlich regellos zerstreut, und ich muss gestehen, dass ich keine sichern Anhaltspunkte für die Zugehörigkeit der einzelnen Vulkane zu bestimmten Spalten geben kann. Ob Jumay und Las Flores zur guatemaltekischen Hauptspalte zu zählen sind, ob vielleicht Suchitan, Tahual und Jalapa (Imay oder Jumay) die Fortsetzung der Spalte S. Diego-S. Vicente bilden, ob etwa Ipala, Iztepeque, Las Víboras und Chingo zu einer von den Izalco-Vulkanen ausgehenden Querspalte gerechnet werden sollen, oder ob meine früher ausgesprochene Ansicht von einer Querspalte Izalco, Chingo, Suchitan, Ipala richtig

ist, weiss ich nicht; es scheint mir zur Zeit unmöglich, eine dieser Annahmen sicher zu begründen, und ich begnüge mich daher, in dieser vorläufigen Mitteilung die Lage und Höhe dieser Vulkane angegeben zu haben, welche zum Teile in der geologischen Litteratur noch nicht bekannt gewesen sind. Vielleicht wird die petrographische Untersuchung der Gesteine, sowie eine genauere geologische Untersuchung der betreffenden Gegend späterhin einiges Licht auf diese schwierige Frage werfen.

Der Vulkan Ipala liegt auf der Kammhöhe, der Jalapa sogar nördlich von der Kammhöhe des von Chimaltenango an ostwärts gegen die Republik Honduras hin streichenden jungeruptiven Gebirgszuges. Kein Vulkan befindet sich in grösserer senkrechter Entfernung von der Hauptspalte als die genannten Berge. Mit Unrecht führt F. de Montessus de Ballore noch einige entferntere Berge als Vulkane an (Coban, S. Gil, Tobon, Omoa).

Das Vulkansystem von Südost-Guatemala und West-Salvador erscheint noch komplizierter, wenn man die Vulkane zweiter Ordnung mit in Betracht zieht. Von solchen ist zwischen den Vulkanen Pacaya und S. Diego, sowie nördlich von S. Vicente eine beträchtliche Anzahl zu beobachten, und ich gedenke, an anderer Stelle darauf eingehend zurückzukommen, da bisher nur wenige dieser Vulkänchen in der geologischen Litteratur bekannt sind (Cerro alto, Cerro redondo, Sumasate, Amayo, Culma und der Naranjo, welcher sich als äusserster Vorposten dieser kleinen Vulkane in der Nähe des Ayarza-Sees erhebt, dessen Existenz aber von Dr. Bernoulli bestritten worden war). An dieser Stelle will ich aber davon absehen, um nicht weitläufig zu werden.

Von Conchagua aus macht die salvadorenische Vulkanspalte eine Biegung aus c. N 70 W nach c. S 50 O über Conchaguita nach Meanguera, von wo aus in nordnordöstlicher Richtung eine kurze Querspalte über den Cerro del Tigre nach Sacate grande abzweigt. Von den genannten Inselvulkanen der Fonsecabay zeigt nur noch der Cerro del Tigre wohlerhaltene Kegelgestalt, die übrigen sind ziemlich stark zerstört. Vor kurzem aber machte der Conchaguita wieder einen Eruptionsversuch (18. Oktober 1892) und brachte dadurch seine vulkanische Natur bei den Anwohnern des Golfes in Erinnerung.

Viel einfacher als das guatemaltekisch-salvadorenische Vulkansystem, welches eine Gesamtlängenausdehnung von 520 *km* besitzt, ist das nicaraguanisch-costaricensische. Wir beobachteten hier zunächst, abermals sprungweise nach Süden vorgerückt, die nicaraguanische Spalte, welche vom Coseguina an bis zum Madera auf eine Entfernung von 285 *km* hin in einer einfachen, etwa S 54° O streichenden Linie verläuft. Querspalten fehlen auch hier nicht ganz (wie z. B. der Asososco auf einer südwärts gerichteten kurzen Querspalte steht), aber sie sind von geringerer Bedeutung als in Guatemala oder in Salvador. Selbständige Vulkane zweiter Ordnung, denen die kleinen Maare bei Managua beizuzählen sind, sind selten;

häufiger sind parasitische Vulkankegelchen, von welchen der im Jahre 1850 neu entstandene, noch heutzutage vegetationslose Kegel am Las Pilas besonders genannt sein mag. Die vulkanischen Bildungen der Halbinsel Chiltepe am Managua-See und der Insel Zapatera im Nicaragua-See haben sich nicht zu grossen einheitlichen Vulkanen konzentriert, sind aber zur Zeit zu wenig bekannt, als dass man sich ein klares Urteil über diese Gebilde bilden könnte; sie liegen beide auf der nicaraguanischen Spalte. Ob die Insel Solentiname, welche sich genau in der Verlängerung dieser Vulkanspalte im Nicaragua-See erhebt, vulkanischer Natur ist, ist nicht bekannt. Ähnlich wie die Izalco-Gruppe in Salvador, ist auch in Nicaragua eine enggedrängte Vulkangruppe auf der Hauptspalte vorhanden, die Maribios-Vulkane, welche die Feuerberge vom Chonco bis zum Momotombo umfassen.

Die nicaraguanische Vulkanreihe folgt ungefähr der Mittelachse einer langgestreckten Senke, welche von der Fonsecabay nach den beiden grossen Seen hin sich ausdehnt. Südwestlich davon erhebt sich ein jungeruptiver Gebirgszug von gleicher Hauptrichtung, während nordöstlich von der grossen Senke sich in steilem Anstiege das Hauptgebirgsland der Republik erhebt, welches sich auf dieser Seite hauptsächlich aus Porphyren aufbaut.

P. Levy giebt in seinem Buche (Notas sobre Nicaragua 1873) an, dass sich am Rande des genannten Steilabfalles eine zweite Reihe von Vulkanen befinde, welche der Hauptspalte ungefähr parallel verliefe. Er führt folgende Berge ohne nähere Begründung als Vulkane an: Ventanilla, S. Miguelito, Picara, Jaen, Pan de azucar, Tetilla, Cuisaltepe, Palma, Cacalotepe, Guisisil und Guanacaure. Schon Karl v. Seebach hat ihre Existenz entschieden in Zweifel gezogen, und Dr. Bruno Mierisch, der beste Kenner der geologischen Verhältnisse von Nicaragua, hat mir mit Bestimmtheit versichert, dass in jenen Gegenden keine Vulkane vorkommen. Als ich gemeinsam mit Dr. Mierisch die Vulkane Catarina und Masaya bestiegen hatte, konnten wir in der fraglichen Gegend trotz guter, weiter Aussicht keinen einzigen Berg entdecken, welcher seiner Gestalt nach als Vulkan hätte angesprochen werden können, und dasselbe Resultat ergab sich, als ich später vom Mombacho aus bei sehr klarer Luft das jenseitige Ufer des Nicaragua-Sees musterte. Ich bin daher überzeugt, dass Levy's zweite nicaraguanische Vulkanreihe nicht existiert.

Sprungweise vorgeschoben, setzte sich 50 *km* südlich vom Madera das mittelamerikanische Vulkansystem in der ostsüdöstlich streichenden costaricensischen Vulkanspalte fort. Ich habe dieselbe leider nicht aus eigener Anschauung kennen gelernt, da mich Malaria und die vorgeschrittene, ungewöhnlich heftige Regenzeit (im Juni 1897) in Granada zur Heimkehr gezwungen hatten. Da aber diese Vulkanreihe u. a. von Karl v. Seebach, später von Enrique Pittier untersucht worden ist, so darf man annehmen, dass sie gut bekannt ist.

Die geringe Zahl der Einzelvulkane, welche sich vom Orosí bis zum Irazú über eine Strecke von 205 *km* verteilen, ist im hohen Grade auffallend im Verhältnisse zu der weit grössern Vulkanzahl der nördlichern Spalten. Alle Vulkane scheinen in einer einfachen, etwas gewundenen Linie auf oder nahe dem Kamme eines jungeruptiven Gebirgszuges von gleicher Streichrichtung angeordnet zu sein. Der Turrialba dürfte, wenn seine Lage auf den Karten richtig angegeben ist, auf einer kurzen, vom Irazú ausgehenden Querspalte liegen. Über das Vorkommen von Vulkanen zweiter Ordnung ist in Costarica nichts bekannt.

Etwa 200 *km* südöstlich vom Irazú erhebt sich in isolierter Stellung »mit einer von der Richtung der Kordillere stark abweichenden Erhebungsachse von SSW nach NNO« der Vulkan Chiriquí, welcher meines Wissens nur von Moritz Wagner untersucht und beschrieben worden ist. Auffallenderweise befinden sich in dem weiten Zwischenraume vom Irazú zum Chiriquí keine Feuerberge. Moritz Wagner hatte zwar vermutet, dass der Pico Blanco (2914 *m*) ein Vulkan sein dürfte; William M. Gabb hat aber bei seiner Besteigung des Berges im Jahre 1873 das Irrtümliche dieser Vermutung festgestellt.

Wenn man an der Hand einer Kartenskizze und der gegebenen kurzen Mitteilungen die Eigentümlichkeiten des mittelamerikanischen Vulkansystems festzustellen sucht, so ergiebt sich folgendes:

1. Die mittelamerikanischen Vulkane sind nicht auf einer einzigen Längsspalte angeordnet, verteilen sich vielmehr auf eine Anzahl kürzerer Einzelspalten, welche sprungweise gegeneinander verschoben sind. Am grössten ist die Sprungweite zwischen der nicaraguanischen und der costaricensischen Spalte.

2. Keine einzige Vulkanspalte ist völlig geradlinig; jede verläuft vielmehr mehr oder weniger gebrochen.

3. Jede von den Hauptvulkanspalten folgt der Richtung eines vorher bestehenden jungeruptiven Gebirgszuges, teils auf oder nahe dem Kamme desselben (Salvador, Costarica), teils auf der Abdachung (Guatemala), teils nahe und parallel dem Fusse desselben (Nicaragua). Man mag daraus den Schluss ziehen, dass die Entstehung dieser eruptiven Gebirgszüge ähnlichen, aber zeitlich und graduell verschiedenen Ursachen zuzuschreiben ist, wie diejenige der Vulkane selbst; leider aber ist die geologische Kenntnis jener Gebiete nicht hinreichend, um über diese Ursachen genaue Auskunft zu ermöglichen.

4. Diejenigen Vulkane, welche noch Anzeichen von Thätigkeit erkennen lassen, sind sämtlich auf den Hauptspalten (Längsspalten) oder auf ganz kurzen Querspalten angeordnet. Alle Vulkane, welche sich in grösserer Entfernung von der Hauptspalte erheben, sind erloschen.

5. Die räumliche Verteilung der Vulkane ist in den einzelnen Gebieten sehr ungleichförmig. Die guatemaltekischen und salvadorenischen Vulkane sind im Durchschnitte viel enger gedrängt und

zahlreicher als die nicaraguanischen und vollends die costaricensischen. Ebenso ist die Zahl und Bedeutung der Querspalten in Costarica und Nicaragua viel geringer als in Salvador und Guatemala.

6. Viele mittelamerikanische Vulkane sind gruppenweise zusammengedrängt, was teils durch Abzweigen von Querspalten, teils durch dichtgedrängte Anordnung über der Hauptspalte (Izalco- und Maribios-Vulkane) hervorgerufen wird.

7. Die bedeutendsten absoluten wie relativen Vulkanhöhen beobachtet man an den beiden Enden des gesamten Vulkansystems, wo sich die vulkanische Thätigkeit auf eine einzige Hauptspalte (eventuell mit kurzen Querspalten) konzentriert hat: Agua bis Tacaná, Irazú bis Chiriquí. In den mittlern Teilen des Hauptsystems und namentlich auf den Nebenspalten des südöstlichen Guatemala und westlichen Salvador sind die Vulkane von geringerer Grösse; nur wenige, welche sämtlich auf der Hauptspalte, und zwar je in ansehnlicher Entfernung voneinander, sich erheben, erreichen bedeutende relative Höhen: S. Ana, S. Vicente, S. Miguel, El Viejo.«

Der Mauna Loa wurde im Sommer 1897 von Dr. Guppy erforscht. Der Aufenthalt auf dem Berge war wegen der Trockenheit der Luft vielfach unangenehm, auch zeigte sich die Atmosphäre auf dem Gipfel ausserordentlich stark elektrisch. Die Temperaturverhältnisse waren auf dem Vulkane äusserst unangenehm. In der Zeit vom 9. bis 31. August sank das Thermometer durchschnittlich jede Nacht auf — 5°; in einer Nacht trat sogar eine Kälte von fast — 10° ein. Die höchste Temperatur der Luft erreichte im Schatten etwa 16° und stieg durchschnittlich nicht über 14°. Der Krater hat eine Grösse, die von keinem andern Vulkane der Welt übertroffen wird, er hat eine elliptische Gestalt von 13 *km* Länge und 10 *km* Breite und die Form eines Riesenschachtes, der rings von senkrecht abstürzenden Wänden erstarrter Lavamassen eingeschlossen ist. Auch die Thätigkeit dieses Kraters ist eine unerhörte. Der amerikanische Geologe Dana schätze einen einzigen 2 *km* langen Lavastrom dieses Kraters aus dem Jahre 1852 auf eine Masse von $10\frac{1}{2}$ Milliarden Kubikfuss (28,3 = 1 *cbm*), und doch wurde diese Lavamasse schon zwei Jahre später durch einen 42 *km* langen Strom und im Jahre 1859 gar durch einen 53 *km* langen Lavaerguss übertroffen. Man darf annehmen, dass ein mässiger Ausbruch des Mauna Loa an Lava, Bomben, Asche u. s. w. so viel Material an die Erdoberfläche fördert, als der Vesuv in all den Jahrhunderten seit dem grossen Ausbruch vom Jahre 79 nach Christi ausgestossen hat. In diesen Krater stieg Guppy hinein, und obgleich in diesem Jahre kein Ausbruch des Vulkanes zu befürchten war, so war dieser Weg doch an Gefahren reich. Die Lavakruste, die den Boden bildete, war oft so dünn und zerbrechlich, dass er bis über den Unterleib einsank, und wenn sich an einer solchen Stelle eine grössere Höhlung unter der Decke befunden hätte, so wäre Guppy rettungslos

in die Tiefe gestürzt. Beim Abstieg in den Krater, der von der nordwestlichen Seite her erfolgte, war der Boden mit unzähligen Lavabrocken übersäet, deren Masse, wenn sie ins Rollen geraten wäre, den langsam abwärts Kletternden erschlagen hätte. Der Kraterboden selbst zeigte sich gut gangbar bis etwa in die Mitte, wo Guppy sich plötzlich von dumpfem Getöse umgeben und in dichten Nebel gehüllt sah, der jedes weitere Vorschreiten unmöglich machte. Bei klarem Wetter stieg nur an zwei Stellen des Kraters Rauch auf, während bei bewölktem Himmel ein sehr grosser Teil der Kraterfläche weissen Dampf aussandte. Diese oft plötzliche Veränderung wirkt sehr verblüffend und kann nur dadurch erklärt werden, dass der gewöhnlich an vielen Stellen unsichtbare Dampf durch vermehrte Luftfeuchtigkeit sichtbar wird. Der Boden ist natürlich von zahllosen Spalten zerrissen, denen solcher unsichtbarer Dampf entströmt; die Temperatur in diesen Spalten mass Dr. Guppy zu 40° und bei andern, denen sichtbarer Dampf entströmte, auf etwa 70°[1]).

Merkwürdige Lavaröhren oder Lavabäume haben die Gebrüder B. und I. Friedländer auf einigen vulkanischen Südsee-Inseln untersucht und photographisch aufgenommen[2]). So auf der Insel Niuafo'ou (15° 40′ südl. Br. 175° 30′ westl. L. Gr.). Diese ganze Insel stellt einen einzigen grossen Krater dar, der sich nach Form und Material am engsten an die grossen Krater Hawaiis anschliesst. Die Insel ist ungefähr kreisförmig, mit 12 *km* Durchmesser. Sie steigt vom Meere sehr sanft an; weiter nach oben nimmt die Steilheit ein wenig zu, bis man den an einigen Stellen beinahe 200 *m* hohen Kraterrand erreicht. Nach innen stürzen die Kraterwände, wie dies besonders bei den basaltischen Einbruchskratern der Fall ist, ausserordentlich steil ab. Der Kraterboden ist ausgefüllt von einem grossen, gleichfalls beinahe kreisförmigen See, dessen Niveau mit dem des Ozeans genau übereinstimmt. Dieser See hat etwa 5 *km* Durchmesser, 100 bis 120 *m* Tiefe, leicht brackisches Wasser und eine meerblaue Farbe. In ihm liegen drei Inseln und eine sandige Halbinsel, deren Hauptmasse erst 1886 bei einer starken Eruption entstanden ist. Der höchste der Schutthügel auf der Halbinsel heisst daher Mouga fo'ou, d. h. Neuer Berg. Eine der Inseln sowie die Halbinsel enthält wiederum einige kleine Seen. — Die Ergüsse von Lava fanden bedeutend früher statt und nicht im Innern des Kraters, sondern auf der sanft geneigten Aussenseite; namentlich im SSW des äussern Abhanges der Insel. Es soll dort ein ganzes Dorf von einem solchen unvermutet hervorquellenden Lavastrome vernichtet worden sein. An derselben Stelle finden sich die »Lavabäume«. Es handelt sich offenbar um die auf Niuafo'ou allenthalben in be-

[1]) Mitt. der k. k. Geogr. Ges. in Wien 1897. p. 888.
[2]) Potonié's Naturw. Wochenschrift 1898. Nr. 35. p. 413.

sonderer Üppigkeit wachsenden Kokospalmen (Niuafo'ou heisst soviel, wie »Neu-Kokospalmen-Land«). In jenem südsüdwestlichen Gebiete ist das Gelände weithin, beinahe vom Kraterrande an bis zum Meere, auf mehrere Kilometer Länge, von schwarzer, glänzender Lava bedeckt, die am meisten an Hawaiische Lava erinnert, und der der Erfahrene sofort ansieht, dass sie sehr dünnflüssig gewesen sein muss. Auf diesem Lavafelde steht nun eine grosse Zahl von Lavaröhren, die meisten etwa 1 bis 1.5 *m* hoch, auf einem schief ansteigenden Unterbau, der wahrscheinlich durch das Umfliessen der Lava um das Wurzelgeflecht entstanden sein dürfte. Die Gesamthöhe der Röhren mit Gestell mag etwa 2 *m* betragen. Die Wandstärke betrug etwa 8 bis 15 *cm*, die lichte Weite 25 *cm*. Die Tiefe der Röhren bestimmte B. Friedländer in einigen Fällen auf etwa 5 *m*; die Hohlräume reichen also bedeutend unter das Niveau der umgebenden Lava hinab. — »Es ist nicht ganz leicht,« sagt der Beobachter, »sich vorzustellen, wie sich jene wunderlichen Dinge gebildet haben mögen. Ich glaube, mit folgender Erklärung der Wahrheit nahe zu kommen: Ähnlich, wie sich das Wasser eines schnell fliessenden Baches an einem hineingehaltenen Stabe erhebt, so wird dies auch die Lava thun, wenn sie auf einen Baumstamm trifft. Die Lava aber, die sich an dem Stamme staut, wird bald erkalten, besonders wegen des Wassergehaltes des lebenden Holzes. Indem sich nun frische Lava an die erkaltete ansetzt (wie sich dies z. B. auch bei der Bildung des merkwürdigen Walles beobachten lässt, der den Lavasee des Kilauea häufig umgiebt), so kann sich eine Röhre fester Lava bilden, die den Baum umgiebt. Natürlich werden nach kurzer Zeit die aus der Röhre hervorschauenden Teile des Baumes in Flammen aufgehen; und der in der Röhre selbst steckende Teil des Baumes kann entweder, indem sich der Brand von oben nach unten fortpflanzt, oder aber auch nachträglich, durch Vermodern, verschwinden. — Immerhin ist es auch bei dieser Erklärung schwer abzusehen, wie jene frei stehenden Röhren eine so bedeutende Höhe erreichen können. — Es ist auffallend, dass, soviel ich weiss, jene Gebilde bisher nur von Hawaii und von Niuafo'ou bekannt sind, während doch die Lava sehr vieler Vulkane Bäume ergreifen muss. Vermutlich ist es notwendig, dass die Lava sehr dünnflüssig sei, dickflüssige wird wahrscheinlich nicht die Zeit haben, sich an Bäumen zu einer irgend wie erheblichen Höhe hinaufzuziehen, bevor der Baum verbrennt. Hierdurch erklärte sich die Beschränkung der Lavabäume auf solche Vulkane, deren Laven besonders dünnflüssig sind. Es wird dies also im wesentlichen auf derselben Ursache beruhen, wie das ausschliessliche Vorkommen der Lavastalaktitenhöhlen auf Hawaii.«

I. Friedländer bemerkt a. a. O. im Anschlusse an die Ausführungen seines Bruders: »Ich glaube, dass die Erklärung dieser merkwürdigen Erscheinung ziemlich einfach ist, wenn man die folgenden beiden Thatsachen beachtet: Zunächst ist die Bildung von solchen Lavasäulen durch Inkrustation ausserordentlich selten, obwohl die Abhänge der meisten näher

bekannten Vulkane entweder bewaldet oder angepflanzt sind; daraus geht mit Sicherheit hervor, dass ganz besondere Umstände zusammentreffen müssen, um ihre Entstehung zu ermöglichen. In den meisten Fällen brennen die von einem Lavastrome erfassten Bäume ab, ehe sie bedeckt werden, oder werden in halbverbranntem Zustande umgerissen. Namentlich wird dies immer der Fall sein müssen, wenn der Strom aus Blocklava besteht; diese fliesst meist etwas langsamer, als die dünnflüssige Fladenlava, und vermag auch infolge ihrer Zähigkeit eher grosse Bäume umzureissen. Ich habe bei vielen Blocklavaströmen, die durch Wälder geflossen sind, unter anderem auch bei dem grossen hawaiischen Strome von 1887, keine Spur der zerstörten Bäume entdecken können, ausser den halbverkohlten Stämmen am Ufer des Stromes und auf kleinen, erhöhten und nicht von der Lava bedeckten Inseln. Anders liegen die Verhältnisse bei den dünnflüssigeren Fladen-Lavaströmen. Aber auch bei diesen kommt es meist nicht zur Bildung der Lavasäulen. Wenn die Bäume von solch einem Strome wirklich umflossen werden, bevor sie verbrennen können, so gerät der über die Lava hinausragende Teil des Stammes in Brand, während der eingeschlossene Stumpf wenigstens in seinem untern Teile wegen Sauerstoffmangel nur verkohlen kann. Besonders schön kann man dies auf dem 1881er Strom auf Hawaii sehen. Eine grosse Zahl tiefer, senkrechter Löcher zeigt die Stellen an, wo einst hohe Bäume standen; in der Tiefe von wenigen Metern findet man auf dem Grunde noch etwas Holzkohle; der durch das Feuer seiner Äste beraubte Stamm liegt stark verkohlt meist noch in der Nähe des Loches auf der schwarz glänzenden Kruste der Fladenlava. Zur Bildung der Lavasäulen ist es aber auch in diesem Falle nicht gekommen.

Die zweite Thatsache, welche zur Erklärung der Lavabäume beachtet werden muss, ist die, dass die Lavaröhren im Innern stets eine Naht zeigen. Sie beweist, dass die Lava, die von der einen Seite her gegen den Baum anfloss, wenigstens unmittelbar an der Oberfläche des Stammes bereits bis zur Zähflüssigkeit abgekühlt war, als sie sich an der andern Seite des Baumes schloss; andernfalls wäre eine nahtlose Verschmelzung eingetreten. Da die Abkühlung durch das verdampfende Wasser des Baumes notwendigerweise sehr bedeutend ist, so muss man annehmen, dass der übrige Strom noch in ziemlich hohem Grade dünnflüssig war. Wenn sich nun das Niveau des Lavastromes dadurch senkte, dass die dünnflüssige Lava unten rascher abfloss, als sie aus der allmählich versiegenden Eruptionsquelle nachfliessen konnte, so mussten die zähflüssigen Umhüllungen der Stämme über den sinkenden Lavaspiegel herausragen und erstarren. Zur Bildung der Röhren musste die Lava also erstens noch dünnflüssig sein, zweitens bereits so abgekühlt sein, dass sie durch die Verdunstung des im Stamme enthaltenen Wassers bis zur Zähflüssigkeit abgekühlt wurde, und drittens musste sie ihr Niveau nachträglich senken. Dass diese drei Bedingungen selten zusammentreffen werden, ist ohne weiteres klar; immerhin habe ich auf Hawaii an mehrern Stellen solche Lavaröhren gefunden. Bei den italienischen Vulkanen, die ich fast sämtlich besucht habe, habe ich diese Erscheinung jedoch noch nie beobachtet, obwohl am Ätna an der Quelle des 1865er Lavastromes auch Lavabäume existieren. O. Silvestri hat diese Ätnaeruption genau beobachtet, und heisst es in einer Besprechung seines Buches durch G. vom Rath über die Lavabäume:

Diese Lava muss mit grosser Gewalt und in einem Zustande völliger Flüssigkeit aus der Spalte hervorgebrochen sein, wie man dies aus ihrer Wirkung auf die nächststehenden mächtigen Fichten ersieht. Sie sind beiderseits bis in eine Entfernung von 30 *m* von der fliessenden Lava an ihrer Oberfläche verkohlt. Die der Spalte zunächst stehenden Bäume sind zum grossen Teile verbrannt umgestürzt; nur einige stehen noch aufrecht und zeigen eine bemerkenswerte, den Beginn der Eruption bezeichnende Thatsache. Die dicken Stämme sind nämlich verstümmelt und an ihrer Basis mit einer festen Lavahülle entweder ringsum oder doch auf der dem

Strome zugewandten Seite bekleidet; diese Hülle zieht sich vom Boden bis zu einer Höhe von 2.6 *m* empor, während das Niveau der Lava im Spalte viel tiefer liegt. An den Bäumen bemerkt man höher hinauf, als die Lavabekleidung reicht, auf der einen Seite gegen die Spalte hin parallele Streifen, welche ungefähr dem Gehänge des Bodens folgen. Die genannten Erscheinungen lehren, dass die Lava aus dem Bodenriss mit aussergewöhnlichem Ungestüm ausbrach und bis zu jener Höhe die Bäume umflutete. An ihnen erstarrte ein Teil derselben und bildete jene Umhüllungen, welche, wenn das Holz verzehrt war, gleich hohlen Zylindern zurückblieben. Die Streifen über den Umhüllungen rühren von bereits erstarrten Lavaschollen her, welche auf dem Strome schwimmend, die Bäume schrammten.

Professor A. Heim in Zürich, dem ich von Hawaii aus meine Photographien von Lavabäumen geschickt hatte, teilte mir mit, dass er die Lavabäume am 1865er Strom des Ätna noch im Jahre 1872 selber gesehen hat. Es ist anzunehmen, dass sie noch heute am Monte Frumento, wo der 1865er Strom losbrach, zu finden sind.

Der bekannte Geologe James D. Dana beschreibt in seinem Werke: »Characteristics of Volcanoes etc.« Lavaröhren mit noch herausragendem Baumstamme von dem 1868er Strom des Mauna Loa auf Hawaii und schliesst daraus auf die Senkung des Lavaspiegels, ohne die andern Bedingungen des Phänomens zu erörtern. In dem Reisehandbuche für Hawaii von Whitney, sowie in manchen neuern Reisebeschreibungen werden die von mir photographierten Lavabäume bei Kapoho erwähnt. Sonst ist mir über ähnliche Erscheinungen keinerlei Litteratur bekannt.«

Die alten Vulkane Grossbritanniens hat Sir Archibald Geikie in einem grossen, meist auf eigenen Untersuchungen beruhenden Werke dargestellt[1]), von welchen Prof. Philippson eine Analyse giebt, in der das Wichtigere lichtvoll zusammengestellt wird[2]).

Es werden drei Typen von Vulkanen unterschieden: 1. »Zentralvulkane, ein Kegel, aufgebaut aus Aschen und Laven durch wiederholte Eruptionen über annähernd demselben Schlot (Ätna, Vesuv); 2. Deckenergüsse aus Spalten (Island, NW-Amerika); 3. »Puys«, Gruppen zahlreicher kleiner Schlackenkegel oder Lavadome, einmalige Eruptionen aus wandernden Schlotöffnungen. In Bezug auf die Ursache des Vulkanismus neigt Geikie zu der Annahme eines überhitzten, aber durch Druck festen Erdinnern; durch lokale Verminderung des Druckes (infolge Hebung einer Scholle der Kruste) wird das Magma verflüssigt und in die Höhe gepresst. Die Explosionen werden durch den Gasgehalt des Magmas bedingt. Die erste Eruption an einer Stelle hat oft nur nichtvulkanische Gesteinstrümmer geliefert. In der chemischen Zusammensetzung der Laven zeigt sich innerhalb jeder Eruptionsperiode eine bestimmte Reihenfolge der Gesteine, und zuweilen wiederholen sich solche Zyklen mehrfach nacheinander. Abgesehen hiervon giebt es keinen Unterschied der prä- und posttertiären Eruptivgesteine, sondern nur solche Unterschiede, die auf den Bedingungen der Festwerdung beruhen. Geikie verwendet daher auch die Namen jungvulkanischer Gesteine (wie Trachyt, Basalt u. s. w.) für die entsprechenden Gesteine alter Formationen. Wie neuerdings

---

[1]) Geikie, The ancient Volcanoes of Great Britain. London 1897.
[2]) Petermann's Mitt. 1898. p. 158 ff., woraus oben der Text.

schon mehrfach, besonders durch Branco, hervorgehoben, sind die Vulkanschlote durchaus nicht alle Spalten, die mit Lava erfüllt sind, sondern viele Schlote, besonders des Puy-Typus, sind durch Explosion ausgeblasene Kanäle in sonst ungestörtem Nebengesteine. Sie folgen, auch wenn sie linear geordnet sind, meist nicht Verwerfungen, die an der Oberfläche sichtbar sind. »Die häufige Wiederholung vulkanischer Ausbrüche in aufeinanderfolgenden geologischen Perioden aus denselben oder benachbarten Schloten scheint hinzuweisen auf die Existenz von Linien oder Punkten der Schwäche tief unten in der Kruste, im Bereiche des innern geschmolzenen Magmas, aber weit unter dem Horizont der geschichteten Formationen der Oberfläche mit ihren mehr oberflächlichen Störungen.« Die Schlote bleiben nach der Eruption als »necks« (Stiele) zurück, erfüllt entweder von losem hineingefallenen Material (Tuffen, Agglomeraten) oder von Lava oder von beiden. Das Nebengestein ist durch sie häufig metamorphosiert, und oft beobachtet man die noch unaufgekärte Erscheinung, dass die Schichten des Nebengesteines allseitig gegen ein solches »neck« einfallen. Die alten Schlote werden mit der Zeit durch die Denudation ans Licht gebracht. Ausser den »necks« erscheint das unterirdisch gebliebene Magma in Spalten gepresst als Gänge und Adern oder, längere Strecken zwischen die Schichtflächen eingedrängt, als Intrusionslager — deren Erweiterungen sind die Lakkolithen; endlich in unregelmässig begrenzten Massen oder Stöcken. Die Landschaftsformen alter Vulkangebiete sind weniger durch die Art der vulkanischen Thätigkeit, als durch die Verwitterung der vulkanischen Gesteine bedingt.«

Die spezielle Beschreibung der britischen Vulkane giebt Geikie nach geologischen Perioden geordnet und unterscheidet präkambrische, kambrische, silurische, devonische, karbonische, permische und tertiäre Vulkane. »Die Abnahme des Vulkanismus im Perm leitet eine lange Zeit vollständiger vulkanischer Ruhe für Grossbritannien ein. In der ganzen mesozoischen Periode ist auch keine Spur von vulkanischer Thätigkeit zu bemerken. Unvermittelt treten daher den paläozoischen Eruptionen die grossartigen und naturgemäss weit besser erhaltenen und daher lehrreichern Vulkane der Tertiärzeit gegenüber. Der Zeitraum, auf den sich diese Ausbrüche verteilen, ist jedenfalls sehr lang, aber nicht genauer festzustellen; man nimmt an, dass sie vom Eocän bis zum Miocän gereicht haben. Das geförderte Material wird von basischen Anfängen immer saurer, um dann zum Schlusse zu basischern Gliedern zurückzukehren.

Geikie beginnt seine Darstellung der tertiären Vulkane Grossbritanniens mit dem eigentümlichen Systeme von Eruptivgängen, die in unermesslicher Zahl das ganze südliche und mittlere Schottland von Yorkshire im S bis Perthshire im N und bis zu den Hebriden im W durchschwärmen. Sie streichen überwiegend gleichmässig nach NW, nehmen nach W an Häufigkeit zu und zeichnen sich durch ihre Geradlinigkeit, Länge und Ausdauer aus. Sie sind zumeist

jünger als alle übrigen Gesteine, auch als die meisten tertiären Eruptivbildungen, auch jünger als die Dislokationen, denn sie schneiden unbekümmert durch alle Gesteine und Störungslinien hindurch. Ihre Gesteine sind vorzüglich Basalte und Dolerite, Andesite, seltener Trachyte und Quarzporphyre und sind häufig glasig erstarrt. Geikie unterscheidet zwei Typen: 1. den »solitären«, einzelne oder wenige grosse Gänge, meist andesitisch, 2. den »herdenförmigen« (gregarious), zahlreiche kleine dichtgedrängte und unregelmässigere Gänge, meist Basalte und Dolerite. Eingehend werden die petrographischen und strukturellen Eigentümlichkeiten dieser Gänge untersucht. Viele sind wiederholt aufgerissen und gefüllt. Ihre wichtigste Eigenschaft ist ihre vollständige Unabhängigkeit vom Bau des Landes. Als ihre Ursache denkt sich Geikie eine grosse Spannung in der Erdkruste über einem riesigen Lavareservoir in der Tiefe, dessen Magma durch den Druck der Erdkontraktion und der eigenen Gase nach oben gepresst wird und sich in Tausenden von kleinen Spalten Luft macht, die teils die Oberfläche erreichen, teils in der Kruste blind enden oder in Intrusionen auslaufen. Die wichtigste Erscheinungsform der tertiären Vulkane Grossbritanniens ist aber, ähnlich wie in der Karbonzeit, die Form des Lavaplateaus, ungeheure Deckenergüsse, die als eine zusammenhängende Zone die lange von S nach N gestreckte Senke einnehmen, die von Antrim (NO-Irland) durch den Minchkanal (die innern Hebriden) sich erstreckt. Diese Zone des Minch scheint seit uralten Zeiten wiederholt als Depression zwischen höhern Schollen sich eingesenkt zu haben. Zur Tertiärzeit war sie Land, denn alle diese tertiären Ergüsse sind subaërisch. Sie bestehen aus zahlreichen über einander gelagerten Decken von Basalt mit ausgezeichneter Säulenabsonderung (untergeordnet auch Andesite), mit spärlichen Zwischenlagen von Tuff und von Flussablagerungen mit Landpflanzen. Sie sind später an Verwerfungen disloziert und stark denudiert worden, so dass sie heute nur noch als Reste ihrer ursprünglichen Grösse an Ausdehnung und Mächtigkeit dastehen. Das grösste und zusammenhängendste dieser Plateaus ist das von Antrim, über 1000 Fuss mächtig. Daran reihen sich die Basaltdecken von Mull, Morven, Ardnamurchan und der nördlichern kleinern Inseln. Auf einigen dieser letztern sind die Erosionsthäler und Schotter von Osten herabgekommener Flüsse erhalten, die von spätern Laven wieder zugedeckt sind. Besonders ist Eigg merkwürdig, durch einen alten Flusslauf auf der Höhe des Basaltplateaus, dessen Schotter bedeckt sind von einem Pechsteinstrome, der jetzt als Felsmauer hervorragt: die jüngste aller Laven Grossbritanniens. Ein grösseres Plateau (bis 2000 *m* mächtig) bildet dann wieder die Insel Skye.

In keinem dieser Plateaus ist ein Dickerwerden der Lavadecken nach einem bestimmten Zentrum hin nachweisbar. Die Fortsetzung dieser Vulkanzone bilden die Faröer und Island, deren Deckenergüsse im Anschluss hieran beschrieben werden. In Island geht die Bildung derartiger Decken noch heute vor sich; sie ergiessen

sich dort aus langen Spalten, teils mit, teils ohne aufgesetzte Kraterkegel. Zahlreiche kleine Schlote, teils mit Tuffen, teils mit Basalten erfüllt, sind in den britischen Plateaus, besonders in den Küsten-Aufschlüssen zu beobachten. Vor allem aber auch hier zahlreiche Intrusionen, die zwischen die untern Teile der Decken eingedrungen sind, jünger als diese, aber aus demselben Material, oft bei sehr geringer Dicke von riesiger Ausdehnung; wie bei den paläozoischen Vulkanen, bezeichnen sie den Schluss der Ausbruchsperiode, wenn der Ausgang nach oben versperrt ist.

Mitten aus diesen Basalttafeln erheben sich nun aber massige Gebirgsstöcke von Gabbro (Dolerite bis Olivin-Gabbros) und von granitischen Gesteinen (Granite, Granophyre, Quarzporphyre, Pechstein, Rhyolithe). In der Auffassung dieser Stöcke und ihres Verhältnisses zu den Decken weicht Geikie durchaus von der ältern Ansicht ab, die namentlich von Judd vertreten und durch Suess allgemeiner verbreitet worden ist. Während diese in den Stöcken Lavakerne grosser, jetzt denudierter Zentralvulkane sehen, aus denen die Basaltdecken sich ergossen haben, erkennt Geikie die Gabbros für jünger als diese Decken, und die Granite für noch jünger als die Gabbros. Letztere durchbrechen und überlagern die Basaltdecken und senden Intrusionen zwischen sie hinein. Die Stöcke selbst bestehen aus verschiedenen Gesteinen, die sich schlierenartig durchdringen. Dagegen fehlt an ihnen jede Spur von Oberflächenbildungen; ihre krystallinische Struktur beweist langsame Abkühlung tief unter der Oberfläche; ihre Umgebung ist metamorphosiert; an einigen Stöcken bemerkt man eine Aufrichtung der Basaltdecken rings um sie herum; kurz, sie tragen alle Merkmale von Lakkolithen an sich. Geikie sieht in ihnen daher grosse Intrusionsmassen, die nach der Entstehung der Basaltdecken in diese hineingepresst sind, ohne die (damalige) Oberfläche zu erreichen. Ähnlich verhalten sich die Granite, welche auch die Gabbros wieder durchbrochen haben. Von diesen sauren Intrusionen strahlen wiederum zahlreiche Gänge und Lagergänge aus. — Ob diese Auffassung die richtigere ist, muss die Zukunft zeigen.

Einige wichtigere allgemeinere Ergebnisse werden am Schlusse noch zusammengefasst, von denen wir folgende hervorheben wollen:

Die vulkanischen Erscheinungen in Grossbritannien sind durch alle geologischen Zeiträume hindurch auf die Westseite des Landes, westlich der Linie Berwick—Exeter, beschränkt geblieben. In einigen bestimmten Gebieten, z. B. in Devonshire, Wales, Zentralschottland, äussert sich der Vulkanismus immer wieder durch lange Perioden hindurch, während andere Gegenden davon ganz frei bleiben. Mit besonderer Vorliebe sucht er die Senken auf, ja, folgt sogar (zur betreffenden Zeit schon vorhandenen) Erosionsthälern. Es scheint daher, dass gewissen schwachen Zonen der Erdkruste solide Blöcke, wie die nördlichen und südlichen schottischen Hochlande, gegenüberstehen, die von den Eruptionen fast ganz verschont werden. Doch zeigen die Vulkane keine Beziehungen zu bestimmten sichtbaren

Verwerfungen. Die Eruptionen fallen, wie sich aus Charakter und Lagerung der gleichzeitigen Sedimente ergiebt, in Zeiten der Unruhe und der Verschiebungen, besonders des Sinkens. Dementsprechend zeigt der Vulkanismus Oszillationen der Stärke, geschlossene Zyklen. Dennoch bleiben die Typen der Vulkane und ihrer Produkte in allen Perioden der Erdgeschichte dieselben. Vor allem ist Grossbritannien ausgezeichnet durch den Typus der Deckenergüsse. Die Differenzierung des Magmas geschieht teils während der Eruption (je nach den Bedingungen derselben), teils schon vorher im unterirdischen Reservoir. Mit wenigen Ausnahmen beginnen die Eruptionen eines Zyklus mit basischen Gesteinen und werden immer saurer; Geikie denkt sich dies in der Weise, dass aus demselben Reservoir erst die basischen Bestandteile entfernt werden (wieso, ist eine andere Frage), so dass der Rest an sauren Bestandteilen sich anreichert. Unerklärt bleibt freilich, dass im Tertiär am Schlusse noch einmal wieder basische Gesteine in den jüngsten Gängen auftreten.«

Das Wesen des Vulkanismus ist auf Grund langjähriger Forschungen von Alphons Stübel besprochen worden[1]).

Er geht von der völlig berechtigten Annahme aus, dass sich der Erdkörper ursprünglich in feuerflüssigem Zustande befunden habe, und ferner dass, wenn noch feuerflüssige Massen im Innern desselben sich befinden, diese dann höchstwahrscheinlich von einer sehr dicken, festen Kruste umhüllt werden. Allerdings macht er auch daraut aufmerksam, dass sich dieser letztern Annahme sehr begründete Bedenken entgegenstellen. »Als das gewichtigste unter ihnen«, sagt er, »darf jedenfalls angeführt werden, dass die vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart viel zu unbedeutend sind, um alle auf Äusserungen des eigentlichen Erdinnern zurückgeführt werden zu können. Man vergegenwärtige sich z. B. nur das Verhältnis, in welchem quantitativ die Masse eines Vesuv-Lavastromes zu der Tiefe steht, aus der dieselbe aufsteigen müsste, auch wenn wir der Erstarrungskruste der Erde eine äusserst geringe Dicke beimessen wollten[2]).

Viel mehr aber noch als die wirklichen Eruptionen nötigen uns die geringen Äusserungen der vulkanischen Kraft, die unbedeutenden Schlackenkegel, die Mare, die Gasexhalationen und heissen Quellen zu der Annahme, dass sich der Ort ihres Ursprunges der heutigen Oberfläche weit näher befinden muss, als es sich mit der Verlegung derselben in den Zentralherd vertragen würde.«

Ein zweites nicht weniger wichtiges Moment erblickt Stübel in der Art wie die Erdbeben, die er der grossen Mehrzahl nach zu den vulkanischen

---

1) Über das Wesen des Vulkanismus. Berlin 1897.

2) »Der einzige Massstab, der uns für die Schätzung der Dicke der Erdkruste zur Verfügung steht, ist die Mächtigkeit der sedimentären Ablagerungen, da das Material derselben aus der Abtragung der Eruptivmassen, welche an der Zusammensetzung der Erstarrungskruste Anteil nehmen, gewonnen werden musste. Kann man aber schon allein die Mächtigkeit der sedimentären Formationen mancher Gegenden, wie es Ramsay für gewisse Teile Englands that, ohne die sie tragenden, vielleicht nicht weniger mächtigen kambrischen Schichten auf 5000 bis 6000 *m* veranschlagen, so wird man sich ungefähr eine Vorstellung von der ausserordentlichen Dicke machen können, welche die Erstarrungsrinde bereits zu jener Zeit besessen haben muss, als die Atmosphärilien ihre Thätigkeit auszuüben erst begannen.« (Stübel.)

Erscheinungen rechnet, sich darstellen. Wir möchten indessen dieses Moment nicht allzusehr betonen, da die Annahme einer in der Hauptsache vulkanischen Ursache der Erdbeben auch noch problematisch ist. Um so wichtiger ist ein anderer Umstand, auf den Stübel hinweist, nämlich die Häufung der Vulkanberge in gewissen Distrikten, wie in Ecuador und Columbia, in Bolivia und Chile, in Mexiko und Zentralamerika, auf den Aleuten und den Inselgruppen des Atlantischen Ozeanes. »Denn es ist einleuchtend,« sagt er sehr richtig, »dass der in unermessliche Tiefe hinabgerückte zentrale Herd seine überschüssigen Eruptivmassen nicht durch viele enge Kanäle abgeführt, sondern sich sicherlich an jeder dieser Lokalitäten eines einzigen, weiten Förderschachtes bedient und diesen für die ganze Zeit einer Eruptionsperiode offen gehalten haben würde. In jedem Vulkangebiete würde es dann anstatt einer grossen Zahl von Einzelbergen nur ein Eruptionszentrum mit einer Umwallung in grösstem Massstabe und mit permanenter Thätigkeit gegeben haben und noch geben.

Die Bildung so vieler Einzelberge, die alle nur eine ephemere Thätigkeit bekunden, würde in hohem Grade unwahrscheinlich sein, wenn ihr Herd in viele hundert Kilometer Tiefe verlegt werden müsste, gleichviel ob wir annehmen wollten, dass sie in einer Periode aufgeworfen worden, oder dass jeder Berg einzeln in verschiedenen Perioden gebildet worden wäre.

Aus dieser Art der Gruppierung der Vulkanberge gewinnen wir vielmehr den Eindruck, dass dieselbe nur mit einem in geringer Tiefe gelegenen, lokalisierten und daher erschöpflichen Herde in Verbindung gebracht werden kann; und dieser Eindruck wird noch dadurch erhöht, dass die Mehrzahl der Berge eine sich wiederholende, vermittelnde Rolle für Äusserungen der vulkanischen Kraft offenbar nicht gespielt haben, sondern dass die letztere mit der Bildung des Berges selbst ihren Zweck erreichte und dann an dieser Stelle auf immer erstarb.

Viertens drängen uns aber auch die grossen, an einzelnen Aufschüttungsbergen reichen Vulkangebiete die Überzeugung auf, dass sie selbst in ihrer Gesamtmasse und Ausdehnung nichts anderes sein können, als Produkte eines oder mehrerer, dicht benachbarter, erschöpflicher und gegenwärtig fast erschöpfter Herde, und dass die Thätigkeit, welche einzelne ihrer Berge noch zeigen, nur als die Nachklänge jener gewaltigen Eruption angesehen werden kann, deren Schöpfungen das mehr oder weniger scharf abgegrenzte Vulkangebiet zusammensetzen.

Also auch diese ausgedehnten Vulkangebiete sprechen, sofern man jedes als ein in sich abgeschlossenes Ganzes auffasst, gegen ihre Speisung aus dem zentralen Herde.

Wenn dies aber schon die grossen Vulkangebiete thun, wieviel mehr muss es dann bei den kleinen der Fall sein! — Wir erinnern nur an einige der uns zunächst liegenden, wie an die Eifel, an die Hardt, an das Siebengebirge, den Kaiserstuhl, an die Euganeen und einige Distrikte Böhmens, deren Entstehungszeit in die der jüngsten Sedimentformationen fällt, und deren Krater häufig genug nicht einmal feurigflüssiges Gestein zu tage gefördert haben.«

Diesen Bedenken gegen den Ursprung der Eruptivmassen in einem unermesslich tief gelegenen zentralen Herde steht aber anderseits ein anscheinend ebenso gewichtiges Moment zu Gunsten desselben gegenüber, nämlich die Verbreitung ausgedehnter Vulkangebiete über die ganze Oberfläche der Erde. »Diese Verbreitung,« sagt Stübel, »ist eine so allgemeine, dass allem Anscheine nach auch die Ursache, der sie ihre Entstehung verdanken, der ganzen Masse des Erdkörpers vom Äquator bis zu den Polen innegewohnt haben muss. Und die Richtigkeit dieser Schlussfolgerung dürfte eine besondere Bestätigung durch die Thatsache erhalten, dass sich aus dem Vergleiche der vulkanischen Bildungen vorgeschichtlicher Zeit mit denen der Gegenwart eine Abnahme der Intensität auf das bestimmteste feststellen lässt, eine Erscheinung, die auch noch weitere Rückschlüsse gestattet und dann nur auf den Erkaltungsprozess zurückgeführt werden

kann, den die Erdmasse im grossen und ganzen von Anbeginn bis auf den heutigen Tag durchgemacht hat und noch durchmacht. An der Richtigkeit dieser Behauptung vermögen selbst Ausnahmen, wie die gewaltigen Ausbrüche des Vulkans von Sumbawa im Jahre 1815 und des Krakatau im Jahre 1883, nicht zu rütteln. Bei der fortschreitenden Erstarrung des Erdkörpers von aussen nach innen rückt der Angriffspunkt der vulkanischen Kräfte natürlich immer tiefer hinab, während die noch stattfindenden vulkanischen Erscheinungen gerade das Umgekehrte zu fordern scheinen und voraussetzen lassen, dass der vulkanische Herd immer höher und höher hinauf gerückt sein müsse.«

Wir stehen also thatsächlich vor einem Widerspruche, dessen Beseitigung von jeder Hypothese über das Wesen des Vulkanismus in erster Linie gefordert werden muss, falls sie Anspruch auf Beachtung erhebt. »Damit sehen wir uns aber zugleich,« bemerkt Stübel, »vor zwei Hypothesen gestellt und sind genötigt, zwischen diesen beiden, die sich schroff gegenüber stehen, eine Wahl zu treffen.

Wir müssen die Erde:

1. entweder als eine glutflüssige Masse betrachten, die von einer nur dünnen, aber dessenungeachtet wesentlich abgekühlten Schale umgeben ist, oder wir sind gezwungen,

2. sie als eine Erstarrungsmasse anzusehen, die nur noch einen verhältnismässig kleinen Kern feurigflüssigen Magmas umschliesst.«

»Die erstere dieser beiden Annahmen,« fährt er fort, »gestattet zwar, die Thätigkeit der Vulkane unmittelbar auf die glutflüssige Kernmasse zurückzuführen, widerspricht aber im übrigen wichtigen geologischen und astronomischen Thatsachen.

Die an zweiter Stelle erwähnte Hypothese dagegen bietet der Erklärung vulkanischer Erscheinungen grosse Schwierigkeiten dar, lässt sich aber mit andern Thatsachen, welche nicht weniger ins Gewicht fallen, in volle Übereinstimmung bringen.

Die Entscheidung für die eine oder für die andere dieser beiden Hypothesen zu treffen, ist durchaus nicht von nebensächlicher Bedeutung, denn sie bedingt mehr oder minder, wie wir uns nicht verschweigen dürfen, die Stellungnahme des Geologen in allen geotektonischen und petrogenetischen Fragen bis hinauf in die jüngsten Formationen.

Dass sich die obengestellten grundlegenden Fragen nicht ohne weiteres mit Ja oder Nein oder durch Zahlenwerte beantworten lassen, liegt auf der Hand, umsomehr aber sind wir berechtigt, streng objektiv zu prüfen, welche Mittel wir besitzen, um uns ihrer Lösung so weit als irgend möglich zu nähern, und ob die bisher gewonnenen Unterlagen auch in jeder Beziehung richtig gedeutet worden sind.

Wenn wir also von der Ansicht ausgehen, dass die auf der Erde noch stattfindenden vulkanischen Erscheinungen mit der ursprünglichen Feuerflüssigkeit des Erdkörpers in ursächlichem Zusammenhange stehen, so dürfen wir an ihr doch nur so lange festhalten, als sich die Ergebnisse der fortschreitenden wissenschaftlichen Forschung mit denselben in vollem Einklange befinden; anderseits erklären wir uns dadurch aber auch bereit, alle Konsequenzen in den Kauf zu nehmen, die sich aus der aufgestellten Voraussetzung ergeben, unbekümmert ob dieselben Anschauungen widersprechen, welche uns vielleicht von altersher massgebend gewesen sind.«

Die speziellern Schlussfolgerungen müssen sich unbedingt an die Thatsachen der Erfahrung, d. h. der Beobachtung knüpfen, und in dieser Beziehung greift Stübel daher zunächst auf seine Untersuchungen der Vulkanberge von Ecuador zurück, allerdings unter gleichzeitiger Berücksichtigung anderer Vulkangebiete.

Diese Untersuchungen haben zunächst die längst erkannte Thatsache bestätigt, dass alle Vulkanberge durch Aufhäufung und Aufstauung von vulkanischem Materiale, vor allem von feurigflüssigen Gesteinsmassen entstanden sind. Aber ein neues, wichtiges Ergebnis dieser Untersuchungen

ist die Erkenntnis, dass die Mehrzahl derselben genau auf die gleiche Weise entstanden ist, d. h. dass jeder einzelne Vulkanberg seinen Aufbau einem einmaligen Ausbruche und nicht einer Folge zeitlich weit auseinanderliegender Ausbrüche verdankt.

»Die typische Gestalt derjenigen Vulkanberge, welche im Gegensatze zu den soeben erwähnten durch allmähliche Aufschüttung gebildet worden sind,« sagt Stübel, »ist notwendigerweise die Kegelform, und Abweichungen von derselben können nur durch besondere Umstände im Verlaufe ihres Bildungsprozesses hervorgerufen worden sein.

Anders verhält es sich aber mit der Gestaltung der Vulkanberge, welche bis zu der Höhe und Ausdehnung, die sie gegenwärtig zeigen, durch die einmalige Aufstauung ungeheurer Eruptivmassen gebildet worden sind. Dieser Art der Entstehung verdanken sie die überaus grosse Mannigfaltigkeit ihrer Form.

Wenn wir hier von einem einmaligen Ausbruche sprechen, wollen wir damit nur andeuten, dass die Ausbrüche, welche das Material lieferten, so rasch aufeinander folgten, dass der Aufbau des Berges vollendet wurde, noch bevor die Erkaltung und Erstarrung weit genug vorgeschritten waren, um die Beweglichkeit seiner Masse oder einzelner Teile derselben gänzlich zu hemmen. Viele Jahre, ja Jahrhunderte können zwischen dem Beginne der Eruption und dem Zeitpunkte verstrichen sein, zu welchem die Verbindung des neuen oberirdischen Baues mit dem unterirdischen Herde gänzlich aufhörte, und vielleicht Jahrtausende, bevor die Masse des Berges gänzlich erkaltete, aber dennoch darf ein solcher Bau als das Produkt einer einzigen Eruption angesehen werden.«

»Der Vorgang,« fährt Stübel fort, »durch welchen der Aufbau bewirkt worden ist, kann sich auf zweierlei Art vollzogen haben. Einmal durch wirkliche Aufschüttung, durch das Übereinanderwegfliessen nachdringender Schmelzmassen; dann aber auch durch Einstauung des gewaltsam emporsteigenden Magmas in die in steter Bildung begriffene Erstarrungshülle, wodurch dieselbe Hebungen, lokale Auftreibungen und Durchbrechungen erfahren musste. Beide Arten des Vorganges können an einem und demselben Baue miteinander abgewechselt und ineinander eingegriffen haben. Die dabei in Betracht kommenden, für die Gestaltung des Berges wesentlichen Momente sind: die Quantität und der Flüssigkeitszustand des Magmas, die Beschaffenheit der Schachtmündung und des Kraterschachtes, die von seiner Weite abhängige Massenförderung, die Gewalt, mit welcher das Magma empordrang, sowie die gleichmässige oder stossweise Förderung desselben und schliesslich die Gestaltung des Bodens in der Umgebung der Schachtmündung, auf der die Ablagerung der mehr oder weniger zähflüssigen Gesteinsmassen stattfand.

Vulkanische Baue, die durch einen Eruptionsvorgang solcher Art entstanden sind und durch spätere Ausbrüche keine wesentliche Umgestaltung erfahren haben, bezeichnen wir, um einen kurzen Ausdruck zu gebrauchen, als monogene Vulkanberge. Ihnen lassen sich die durch allmähliche Aufschichtung weiter ausgebauten, als polygene Vulkanberge gegenüberstellen, und diese Gegenüberstellung rechtfertigt sich am meisten dann, wenn der ursprünglich monogene Bau sehr klein gewesen und mit dem Materiale der spätern Ausbrüche so vollständig überdeckt worden ist, dass er dem Auge gänzlich entzogen bleibt.

Für die Klassifikation der Vulkanberge wird daher in erster Linie das genetische und nicht das tektonische Moment zu Grunde zu legen sein.«

Dieser letztere Gesichtspunkt ist freilich auch von andern Vulkanforschern festgehalten worden, ja sogar schon von Leopold v. Buch bei seiner Unterscheidung von Zentral- und Reihenvulkanen, nur freilich war die wirkliche Genesis der Vulkane noch nicht richtig erkannt.

Den grossen und erloschenen Vulkanbergen Ecuadors ist nach Stübel's Untersuchungen der Charakter monogener Bildungen beizumessen. Dabei erscheint der Umstand auffallend, dass in der grossen Zahl der Bergformen

doch gewisse Gestaltungen, bald mehr, bald weniger ausgeprägt, immer wiederkehren.

»Diese Erscheinung,« sagt Stübel, »ist von Bedeutung, denn sie liefert den Beweis, dass gleichartige genetische Momente bei dem Aufbaue der gleichartig gestalteten Berge mitsprachen. Da aber aus der allmählichen Aufschüttung um eine Schachtmündung nur Berge von Kegelgestalt hervorgehen können, so sind wir gezwungen, für die Entstehungsart andersgestalteter Berge eine andere Erklärung zu finden, und diese bietet sich ausschliesslich in der Annahme dar, dass diese Berge im wesentlichen durch einen einmaligen gewaltigen Ausbruch gebildet worden seien. Wenn bei solchen einmaligen Ausbrüchen ähnliche Bedingungen bezüglich der Qualität und des Flüssigkeitszustandes des Magmas, der Beschaffenheit des Kraterschachtes u. s. w. gegeben waren, so mussten notwendigerweise auch ähnliche Bergformen hervorgebracht werden. Eine dritte Erklärungsart scheint ausgeschlossen, es wäre denn, dass wir auf die Erhebungstheorie Leopold von Buch's zurückgreifen wollten. Dagegen steht der Auffassung, dass alle Vulkanberge, auch die periodisch thätigen, mindestens einen Kern einheitlicher Bildung besitzen müssen, noch ein anderer, nicht weniger gewichtiger Beweis zur Seite. Derselbe gründet sich auf das Wesen der vulkanischen Erscheinungen, soweit wir dasselbe bis jetzt zu beurteilen vermögen. Wenn es Zweck einer jeden Eruption ist, ein gewisses Quantum feurigflüssigen Gesteins aus dem Erdinnern zu entfernen, so ist klar, dass es einer besonders starken Kraftäusserung bedarf, um den ersten Durchbruch zu bewirken, und dass, wenn die Kraft dem Eruptionsmateriale selbst innewohnt, das Volumen der hervorbrechenden Masse in einem bestimmten Verhältnisse zu der Arbeitsleistung stehen muss, welche notwendig war, um den Ausbruchskanal zu bahnen.

Dass später, wenn dieser Ausbruchskanal einmal vorhanden, auch kleinere Ausbrüche erfolgen können, aus deren Materiale sich im Laufe der Zeit ansehnliche Berge aufbauen können, ist bekannt, immerhin wird die Masse des ersten, mächtigen Ausbruches auch bei ihnen den Kernbau der vulkanischen Schöpfung darstellen.

Der Kegelberg ist die Grundform beider Arten vulkanischer Baue, sowohl der durch einmalige, als auch der durch successive Thätigkeit entstandenen, und zwar wird der eine wie der andere Bildungsvorgang Kegelberge von allen Dimensionen, von der kleinsten bis zur grössten, hervorbringen können; die beiden Bildungsweisen unterscheiden sich spezifisch aber dadurch, dass die eine, die successive, nur Kegelberge bilden kann, die andere aber neben diesen auch Berge von sehr mannigfaltiger Gestalt.

Diese beiden Arten vulkanischer Schöpfungen theoretisch auseinander zu halten, fordert die Methode der wissenschaftlichen Forschung, obgleich es in der Natur selbst dem geübten Auge des Geologen nicht immer möglich sein wird, an dem gleichen Baue die Grenze zwischen der einen und der andern Bildungsweise festzustellen.

Die monogenen Vulkanberge können Krater besitzen, doch ist ihr Vorhandensein keine Notwendigkeit, wie es bei den Bergen der Fall ist, welche durch successive Aufschichtung ihren weiteren Ausbau erhalten haben.

Der Krater des monogenen Vulkanberges kann eine doppelte Bedeutung haben; entweder umschliesst er die ursprüngliche Schachtmündung, wie dies die Caldera-Berge in so ausgezeichneter Weise darthun, oder er ist, wenn nur klein und unbedeutend, zumeist durch die Erkaltungsvorgänge ausgeblasen worden, welche sich innerhalb der Bergmasse selbst vollzogen.

Der Krater ist mithin für die Eruption, die zur Bildung des Berges führte, unwesentlich; er kennzeichnet vielmehr nur den Verlauf, welchen dieselbe in ihrem letzten Stadium genommen hat.

Das Stadium der Vulkanberge Ecuadors hat uns unabweislich zu der Annahme ihrer vorherrschend monogenen Entstehung geführt.

Zwar mag es auf den ersten Blick geringfügig erscheinen, ob wir einem Vulkanberge eine monogene oder eine polygene Bildung beimessen,

da auf beide Arten Berge ähnlicher Gestalt hervorgebracht werden können, und doch ist es beim nähern Eingehen auf den Gegenstand durchaus nicht so; denn nur der successiv aufgeworfene Vulkanberg entspricht der Anschauung, die wir mit einem Vulkan zu verbinden bisher gewöhnt waren, nämlich der Bedeutung eines Sicherheitsventiles für die im Innern des Erdkörpers tobenden vulkanischen Kräfte. Der monogene Vulkanberg unterscheidet sich aber von jenem gerade dadurch, dass sich ihm die Rolle der »intermittierenden Erdquelle« nicht beilegen lässt.

Allem Anscheine nach gelingt es dem Wirken der vulkanischen Kraft weit eher, neben einem schon vorhandenen Vulkanberge — wir sprechen hier nur von Bergen grössern und grössten Umfanges — einen neuen aufzuwerfen, als einen erloschenen wieder in Thätigkeit zu versetzen. Aus diesem sehr charakteristischen Verhalten geht hervor, dass ein in sich fertig gebildeter Vulkanberg unter Umständen nicht nur nicht ein Vermittler für spätere Eruptionen zu sein braucht, sondern sogar zu einem Hindernisse für die nachfolgenden Ausbrüche aus dem gleichen Herde werden kann, sofern sich derselbe durch die Bildung des ersten Berges nicht erschöpft hat.

So sehen wir z. B. an den Nordostabhang des mächtigen, aber kraterlosen Chimborazo den weit niedrigern Carihuairazo angelehnt. Und obgleich dieser letztere eigentlich nur aus einem grossen Kraterkessel besteht, so hat derselbe dennoch zu spätern Ausbrüchen niemals gedient. Dagegen wurde auf dem Abhange des Carihuairazo ein wiederum kleinerer, immerhin aber noch hoher und sehr umfänglicher Ausbruchskegel, der Pañalica, aufgeworfen, und auch ihm ist eine spätere, nach Abschluss seiner Bildung eingetretene Thätigkeit nicht beizumessen.

Der vorherrschend aus geflossenem Gesteine aufgebaute, monogene Vulkanberg stellt demnach stets eine in sich abgeschlossene Schöpfung der vulkanischen Kraft dar. Und dieser Umstand berechtigt uns zu einer ganzen Kette von Schlussfolgerungen, die für das eigentliche Wesen der vulkanischen Kraft und für die Ergründung ihres Sitzes von grosser Wichtigkeit sind, während der successiv gebildete Vulkanberg für die spekulative Schlussfolgerung, auf die wir bei der Lösung eines jeden Problems und auch hier angewiesen sind, gleiche Anhaltspunkte nicht bietet.«

Dass die Gesteinsarten, welche an dem Aufbaue eines und desselben Berges teilnehmen, oft in ihrer mineralogischen Zusammensetzung und in der Ausbildung ihrer Bestandteile sehr verschiedenartig sind, widerspricht der monogenen Bildungsweise der Vulkanberge durchaus nicht. Ebenso ist man, wie Stübel betont, durchaus berechtigt, von ältern und von jüngern Eruptivgesteinen zu sprechen, und zwar in doppeltem Sinne, nämlich erstens insofern wir aus den Lagerungsverhältnissen an einem und demselben Berge auf eine relative Altersverschiedenheit schliessen können und zweitens, indem wir uns auf Grund der topographischen Verhältnisse und anderer Merkmale berechtigt glauben, einzelnen Bergen oder Berggruppen ein höheres Alter beizumessen als andern des gleichen Vulkangebietes.

Auf dem Wege unmittelbarer Beobachtung hat Stübel fünf Thatsachen festzustellen vermocht, die er so formuliert:

»1. Das Vulkangebiet unserer Untersuchung setzt sich aus einer grossen Zahl dicht benachbarter Vulkanberge zusammen.

2. Alle diese Berge bestehen vorherrschend aus geflossenen Gesteinsmassen.

3. Sämtliche Berge sind wenigstens ihrem Kernbaue nach monogener Bildung, was auch für die noch thätigen kegelförmigen Vulkanberge Cotopaxi, Tunguragua und Sangay nachgewiesen worden ist.

4. Alle diese Berge sind erloschene Vulkane oder scheinen doch ihrem Thätigkeitszustande nach, wie die drei zuletzt genannten Vulkane, in allmählichem Erlöschen begriffen zu sein.

5. Alle diese Berge besitzen eine grosse Gleichartigkeit, soweit sich aus ihrer Gestalt auf den Flüssigkeitszustand des Magmas schliessen lässt, den dasselbe zur Zeit der Aufschichtung der Berge besessen haben muss.«

»Von diesen Faktoren,« sagt er, »ist zwar jeder einzelne für die Beschreibung des betreffenden Vulkangebietes von topographischem Interesse, ihre tiefergehende genetische Bedeutung erhalten dieselben aber erst dann, wenn sie, sich gegenseitig bedingend, zu sichern Stützen einer den Stempel der Wahrscheinlichkeit tragenden Hypothese werden.

Aus 1 schliessen wir, dass der Herd in geringer Tiefe liegen müsse; aus 2, dass der eigentliche Zweck der Eruption die Ergiessung glutflüssigen Materials ist; aus 3, dass es bei der Bildung eines jeden der Berge auf die Ausstossung eines ganz bestimmten Quantums von Magma ankam; aus 4, dass der Herd ein erschöpflicher gewesen ist oder doch seiner gänzlichen Erschöpfung entgegengeht, und aus 5, dass das Material sämtlicher Berge möglicherweise aus einem und demselbem Herde und der Hauptsache nach auch in einer und derselben Periode aus ihm hervorgegangen sein dürfte.

Alle fünf Faktoren zusammengefasst begründen die Annahme, dass die vulkanische Kraft, wo immer sie sich äussern möge, nichts anderes sein kann, als die Folge eines Erkaltungsvorganges innerhalb einer ringsum fest umschlossenen glutflüssigen Masse, eines Vorganges, der sich im wesentlichen in einer Volumenveränderung, wahrscheinlich in einer mehr oder minder plötzlichen Volumenvergrösserung der Masse zum Ausdrucke bringt. Damit wird aber auch ausgesprochen, dass die Materie selbst als die Trägerin der vulkanischen Kraft angesehen werden muss.«

Diese Schlüsse sind von grosser Wichtigkeit und enthalten eine von der bisherigen völlig verschiedene Auffassung des Wesens der vulkanischen Kraft. Es giebt hiernach keine solche, welche das Magma im Kraterschacht emportreibt, sondern Ursache und Trägerin derselben ist dieses Magma selbst.

Es giebt demnach lokalisierte Herde der vulkanischen Kraft, und der Endzweck jeder Eruption ist die Ausstossung feuerflüssigen Magmas. Dass dabei Gase und Dämpfe eine wichtige Rolle spielen, ist keine Frage, wohl aber ob diese es sind, welche das Hervorbrechen der Massen verursachen, oder ob sie nicht vielmehr als Begleiterscheinung aufgefasst werden müssen. »So wesentlich,« sagt Stübel, »ein hoher Gasgehalt des Magmas für den Verlauf der Eruption selbt sein muss, indem er als motorische Kraft die Beweglichkeit der Materie steigert, so würde doch schwer einzusehen sein, wie durch denselben auch der erste Anstoss zu einer plötzlichen Durchbrechung der Erdrinde gegeben werden könnte. Denn jedenfalls sind Gase bei den hier vorauszusetzenden enormen Druckverhältnissen und der ihnen eigenen Zusammendrückbarkeit und Kondensierbarkeit weniger geeignet, Kraftäusserungen hervorzubringen, als eine so gut wie nicht zusammendrückbare Flüssigkeit, die genötigt ist, jede, selbst die kleinste Volumenänderung, zumal eine Volumenvergrösserung mit uneinschränkbarer Gewalt auf ihre Umgebung zu übertragen.

Diese Thatsache leitet uns nicht allein aufs neue darauf hin, dass die Arbeitsleistung, welche als die eigentliche Ursache der Eruption angesehen werden muss, in der Materie selbst liegt, sondern auch eine Volumenänderung im Sinne einer Vergrösserung der Masse, eine Ausdehnung derselben zu fordern scheint.

Ein Körper kann bekanntlich Arbeit leisten, indem er sich durch Zuführung von Wärme ausdehnt. Die allmähliche Erkaltung des Erdkörpers beruht aber notwendig auf Wärmeabgabe, und die Wärmeabgabe flüssiger wie fester Körper pflegt eine Volumenverminderung im Gefolge zu haben, also gerade die entgegengesetzte Wirkung auszuüben, welche unsere geologisch-topographischen Betrachtungen und die daraus gezogenen Schlussfolgerungen fordern.

Und doch drängen uns alle Wahrnehmungen dazu hin, eine Volumenvermehrung vorauszusetzen; sie allein verspricht, eine nach allen Richtungen hin befriedigende Erklärung der vulkanischen Erscheinungen zu geben.

Dass die im allgemeinen wohl begründete Annahme einer Volumenverminderung im Erkaltungsprozesse des Magmas zum Ausgangspunkte geotektonischer Hypothesen geworden ist, die trotz mannigfachen Einspruches noch heutigen Tages volle Geltung haben, wird der Wissenschaft gewiss nicht zum Vorwurf gereichen, am wenigsten in einem Falle, wo es sich, wie hier, leider nur darum handeln kann, Vermutungen möglichst glaubwürdig begründet zu sehen.

Demungeachtet steht die Annahme einer ausschliesslichen Volumenverminderung im Erkaltungsprozesse des Magmas nicht einmal so unerschütterlich fest, wie es die übliche Darlegung jener Hypothesen uns glauben machen will.

Es ist hinlänglich bekannt, dass viele Flüssigkeiten und Schmelzmassen bei ihrer allmählichen Abkühlung keineswegs eine, im Verhältnis zur Temperaturerniedrigung, die sie erleiden, fortgesetzte Volumenverminderung zeigen, sondern im Gegenteile, bei einer gewissen Temperatur angekommen, trotz weiterer Abkühlung, wieder eine Volumenvermehrung erfahren.

Um den ab- und wieder aufsteigenden Gang einer solchen Kurve zu veranschaulichen, könnten wir ein näherliegendes Beispiel nicht wählen, als das, welches sich in dem Verhalten des Wassers darbietet, das bekanntlich bei $+4^0$ C. seine grösste Dichte erreicht und unter diese Temperatur abgekühlt, wieder an Volumen bis zur plötzlichen Änderung des Aggregatzustandes zunimmt.

Aber auch an geschmolzenen Massen, besonders an Metallen, ist der ungleichmässige Verlauf, welchen die Kurve ihrer Volumenänderung zeigt, schon längst auf das bestimmteste nachgewiesen worden. Ebenso ist es dem Chemiker und Hüttenmanne bekannt, dass geschmolzenes Wismut kurz vor seinem Erstarren eine sehr bedeutende Ausdehnung erfährt. Starres Eisen schwimmt auf flüssigem. Eines der auffallendsten Verhalten aber zeigt bekanntlich das Rose'sche Metallgemisch.

Neben diesen Beispielen zeigt noch eine ganze Reihe von Elementen, soweit dieselben bis jetzt ausser auf ihren Ausdehnungskoeffizienten im festen Zustande auch auf ihre Volumenänderungen im geschmolzenen untersucht worden sind, ein ähnliches Verhalten; die dabei zu beobachtenden Erscheinungen weichen in ihrer Intensität und in der Art ihres Verlaufes untereinander wesentlich ab.

Nebenbei scheint in gewissen Fällen die Grösse der Volumenänderung, wenn sie ihren Gipfelpunkt in einer mehr oder minder plötzlichen Auskrystallisierung erreicht, auch durch die langsamere oder schnellere Erkaltung, der die Masse ausgesetzt ist, beeinflusst zu werden.

Diese sehr verdienstlichen Untersuchungen sind auch auf Glasflüsse ausgedehnt worden, und es hat sich z. B. aus Versuchen ergeben, dass in der flüssigen Glasmasse bei ihrem Übergange in den festen Zustand zwar eine Kontraktion stattfindet, dass dieselbe aber während der Dauer des Erkaltungsprozesses nicht gleichmässig vor sich geht, sondern dass sie am stärksten, bindungsweise ausschliesslich, beim Übergange des Materials aus dem dünnflüssigen in den zähflüssigen Zustand erfolgt.

Aus allen diesen Versuchen, deren Ausführung im kleinen im Laboratorium des Physikers oder in grösserem Massstabe mittels der Schmelzöfen der Hüttenwerke durchaus nicht zu den leicht lösbaren Aufgaben gehört, wenn es darauf ankommt, vollkommen sichere Resultate zu erzielen, erfahren wir nun freilich nicht, wie sich der Erkaltungsprozess im feuerflüssigen Magma, das aus der Tiefe des Erdkörpers zu uns aufsteigt, vollzieht. Sie belehren uns nur darüber mit voller Gewissheit, dass wir durchaus nicht berechtigt sind, auf einen einfachen, sich gleichmässig abspielenden Erkaltungsvorgang innerhalb der Masse, auf eine einfache Zusammenziehung derselben zu schliessen. Nach allem, was bis jetzt über Molekularvorgänge in erkaltenden Schmelzmassen wissenschaftlich, experimentell festgestellt worden ist, wird man vielmehr den Ausspruch wagen dürfen, dass es eine Ausnahme wäre, wenn in dem Erkaltungsprozesse der glut-

flüssigen Materie des Erdinnern nicht auch Phasen gewaltiger Volumenvergrösserung durchlaufen würden.

Die chemischen und physikalischen Vorgänge, die sich in der Tiefe der vulkanischen Herde abspielen, dürften, da sie von ganz unberechenbaren Faktoren beherrscht werden, wahrscheinlich für alle Zeit dem menschlichen Geiste ein unenthüllbares Geheimnis bleiben. Aber auch schon die Lavamassen, welche fast noch weissglühend vor unsern Augen an die Oberfläche gehoben werden und entweder als Ströme über Berggehänge abfliessen oder sich in weiten Kraterbecken zu Seen anstauen, sind der ungeheuern Glut wegen, die sie ausstrahlen, so gut wie unnahbar. Erst wenn die Masse dem Erstarren nahe und in verhältnismässig kleine Partien abgesondert auftritt, wird es dem Beobachter möglich, in ihrer unmittelbaren Nähe seine Versuche anzustellen.

Ganz wertlos aber sind die Wahrnehmungen doch nicht geblieben, welche bei grossen Lavaergüssen, trotz der Entfernung, in der die Glut des Magmas jeden Beobachter hält, wiederholt gemacht worden sind, besonders nicht bezüglich des Punktes, der für uns hier in Betracht kommt.

Man hat nämlich beobachtet, dass Schollen fester Lava auf flüssiger Lava zu schwimmen vermögen, wie Eis auf Wasser. Hieraus würde folgen, dass die feste Lava in der That spezifisch leichter ist als die flüssige, d. h. bei ihrem Übergange aus dem flüssigen in den festen Zustand ein grösseres Volumen angenommen hat. Obgleich solche Beobachtungen gewiss nur in den seltensten Fällen so zu machen sind, dass Täuschungen gänzlich ausgeschlossen bleiben — man könnte hier vielleicht einwenden, dass die Tragfähigkeit des Magmas durch erhöhte Zähigkeit an der Abkühlungsoberfläche der Flüssigkeit hervorgerufen sei, oder die schwimmende Scholle aus leichtem, porösem Materiale bestehe, — so darf doch eine derartige, mehrfach beglaubigte Wahrnehmung nicht ungeprüft übergangen werden.«

Stübel weist zur Unterstützung seiner Voraussetzung, dass das Schwimmen fester auf flüssiger Lava thatsächlich auf einer Ausdehnung der erstarrenden Massen beruhen müsse, auf die Beobachtungen an künstlichen Schmelzmassen hin. Bei solchen künstlichen Schmelzmassen ist die Fähigkeit der Erstarrungsrinde, auf der noch wenig unter Weissglut abgekühlten Flüssigkeit zu schwimmen, so gross, dass selbst frei schwimmende Stücke nur durch Ausübung eines starken Druckes untergetaucht werden können nnd bei der Aufhebung desselben sofort wieder an die Oberfläche emporschnellen.

Stübel selbst hat Beobachtungen hierüber beim Besuche der Bessemer Stahlwerke zu Kladno in Böhmen anstellen können. Schon viele Jahre früher haben schon Nasmyth und Carpenter über ähnliche Beobachtungen berichtet und gleichzeitig ausgesprochen, dass die Expansion des Volumens, welche mit dem Festwerden geschmolzener Materie verbunden ist, einen Schlüssel zur Lösung des vulkanischen Rätsels giebt.[1])

»Um in dieser Volumenvergrösserung«, sagt sehr richtig Stübel, »die eigentliche Ursache der Eruptionserscheinungen zu erkennen, kommt es übrigens nicht einmal darauf an, festzustellen, ob der Erkaltungsvorgang mit einer Volumenverminderung oder einer Vermehrung derselben abschliesst. Massgebend ist allein, ob überhaupt während der Dauer des Erkaltungsprozesses in der Tiefe des vulkanischen Herdes eine plötzliche oder eine allmähliche Schwellung des glutflüssigen Magmas denkbar erscheint; denn dieselbe würde, auch wenn sie nur ganz vorübergehend einträte, schon vollkommen genügen, um uns die Thätigkeit der Vulkane und den Bau der Vulkanberge besser zu erklären, als irgend eine andere der bisher aufgestellten Hypothesen.«

Die Frage nach der Beschaffenheit der Erdkruste von ihrer Erkaltungsoberfläche nach abwärts gegen das Zentrum lässt sich nur hypothetisch

---

[1]) Nasmyth und Carpenter: Der Mond. Deutsche Ausgabe, p. 25.

beantworten. Indessen ist es, wie Stübel hervorhebt, zunächst nicht unerlässlich, mit dieser Frage zu beginnen. »Was wir«, sagt er, »wissen wollen und notwendig wissen müssen, um wenigstens einigermassen in das Geheimnis einzudringen, ist garnicht der Bau der Schale von ihrer Erkaltungsrinde aus nach abwärts, gegen das Zentrum hin, sondern nach aufwärts, nach der Oberfläche zu, auf der wir stehen. Denn wir würden sicherlich irren, wenn wir annehmen wollten, dass die Sedimente ihr Material der planetaren Erstarrungsrinde unmittelbar entnehmen und auf der durch Abtragung neugeschaffenen Basis wieder ablagern konnten: wir fragen vielmehr: was hat sich auf der planetaren Oberfläche innerhalb des unermesslich langen Zeitraumes, welcher zwischen der Bildung der ersten Erstarrungsrinde und dem ersten Erscheinen des organischen Lebens verstrichen ist, zugetragen?

Dass gerade diese Periode in der Entwickelungsgeschichte des Erdkörpers als eine der wichtigsten angesehen werden muss, scheint uns ausser allem Zweifel. In ihr haben sich, wie wir mit grosser Bestimmtheit annehmen können, die gewaltigsten vulkanischen Ausbrüche aller Zeiten, alle Begebenheiten zugetragen, welche für seine Oberflächengestaltung von grösster Bedeutung gewesen sind, und deren tektonischer Einfluss sich bis auf den heutigen Tag vielleicht noch nicht vollständig verwischt hat.

Gewisse Anhaltspunkte für die Vorgänge, welche innerhalb dieser Periode stattgefunden haben müssen, lassen sich aus den Schlussfolgerungen gewinnen, die wir auf Grund beobachteter Thatsachen zu ziehen berechtigt sind.

Erst wenn es uns gelungen wäre, gewisse Marksteine in der grossen Lücke zu errichten, welche die Entwickelungsgeschichte der Erde hier aufweist, vermöchten wir zu beurteilen, ob es wirklich denkbar ist, dass die vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart mit dem in unbekannter Tiefe gelegenen Zentralherde in Verbindung gebracht werden können, und ob wir voraussetzen dürfen, an irgend einer Stelle der Erdoberfläche einen Einblick in die ursprüngliche Erstarrungskruste zu gewinnen.«

Um indessen annähernd festzustellen, welche Vorgänge sich in diesem Zeitraume abgespielt haben, der möglicherweise ein weit grösserer gewesen ist, als der, welchen die Ablagerung der sämtlichen Sedimentformationen für sich in Anspruch nahm, beginnt Stübel als Grundlage der Betrachtungen mit demjenigen Stadium in der Entwickelungsgeschichte des Erdballes, welches mit der Bildung der ersten und äussersten Erstarrungsrinde seinen Abschluss fand. »Von diesem Stadium«, sagt er, »vermögen wir uns allerdings nur eine ganz allgemeine Vorstellung zu machen; diese dürfte aber der Wirklichkeit am nächsten kommen, wenn wir für die Erde in jener Periode Zustände voraussetzen, die denen der Sonne in ihrer gegenwärtigen Beschaffenheit geglichen haben mögen. Durch die Bildung einer Erstarrungskruste musste notwendig der freien Äusserung der Vorgänge, den Volumenänderungen und Exhalationen, welche mit der nach innen allmählich fortschreitenden Erstarrung der Masse des Weltkörpers verbunden war, ein stetig zunehmender Widerstand erwachsen. Dies hatte zur Folge, dass die Erstarrungsrinde an unzähligen Punkten durchbrochen wurde. Ob bei diesen Gewaltäusserungen Hebungen stattfanden, welche die Bildung von Spalten bewirkten, oder ob sich das Auftreten der Kraftwirkungen durch viele [illegible] Eruptionskanäle vollzog, brauchen wir nicht zu entscheiden, doch steht wohl so viel fest, dass je mehr die Erstarrungsrinde an Dicke zunahm, auch der Widerstand wuchs und um so gewaltiger auch die Ausbrüche werden mussten, durch welche allein der Gleichgewichtszustand innerhalb der Erstarrungsrinde zeitweilig wieder hergestellt werden konnte.

Dieser Ausbruch konnte also, wenn wir von den vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart auf die der Vergangenheit schliessen, nur durch [illegible] Förderung [illegible] Massen nach der Erdoberfläche bewirkt werden, auf der sich dieselben zu mächtigen Schichten und Wällen aufstauten.

Die Ausdehnung dieser Bänke wird oft viele Tausende von Quadratmeilen betragen haben. Auch darf es wohl keinem Zweifel unterliegen, dass diese Ausbrüche so oft und so zahlreich auf allen Teilen der Erdoberfläche stattgefunden haben, dass schliesslich auch die kleinste Stelle derselben nicht unbedeckt von neuern Eruptivmassen geblieben wäre, ja, dass die ganze Oberfläche wahrscheinlich nicht nur einmal, sondern vielemale mit denselben überdeckt worden ist.

Dass die weitere Abkühlung der nun von beiden Seiten, von unten und von oben mit feuerflüssigen Gesteinsmassen in Berührung stehenden ursprünglichen Erdrinde beträchtlich verlangsamt werden musste, liegt auf der Hand.

Bis zu welcher Mächtigkeit diese so entstandene Aufschichtung, die wir als Panzerung bezeichnen wollen, nach und nach angewachsen ist, wissen wir nicht; so viel aber ist sicher, dass wir uns nicht im Einklange mit dem Wesen des Erkaltungsprozesses befinden würden, wenn wir voraussetzen wollten, dass in jener Periode der Erstarrungsgeschichte unseres Erdkörpers bereits die Vulkanberge entstanden wären, welche wir gegenwärtig in Thätigkeit sehen und zum Gegenstande unserer Forschung machen können.

Auch wenn zu jenem Zeitpunkte bereits Vulkanberge gebildet worden sind, so ist es doch durchaus unwahrscheinlich, dass es Vulkanberge gewesen, bei welchen der Umfang der Krater zur Höhe ihrer Berge in gleichem Verhältnisse gestanden hat, wie wir dies an den gegenwärtig noch thätigen Vulkanen und auch an den meisten der erloschenen beobachten. In jener Periode dürfte eine horizontale Ausdehnung der Eruptivmassen noch vorwaltend gewesen sein; wenn aber Krater gebildet wurden, so sind es jedenfalls solche gewesen, wie die, welche die Oberfläche des Mondes zusammensetzen, an denen die Höhe des Kraterwalles zum Durchmesser der Krateröffnung verschwindend klein erscheint.

Das Material, welches durch die Thätigkeit der Atmosphärilien auf chemischem und mechanischem Wege aus der Zersetzung und Abtragung der oberflächlichen Gesteinsmassen in späterer Zeit gewonnen wurde und durch Umlagerungen für die bald ausgedehntern, bald beschränktern Aufschichtungen seine Verwendung gefunden hat, ist mithin nicht der ursprünglichen Erstarrungskruste entlehnt, sondern der mächtigen und gewiss überaus gebirgigen Panzerdecke, mit der die Thätigkeit der vulkanischen Kräfte die ganze Peripherie der Erde im Laufe der Jahrmillionen umkleidet hatte.«[1])

»Bisher haben wir nur von Erkaltungserscheinungen gesprochen, welche sich auf die innere noch feuerflüssige Masse des Erdkörpers bezogen und sich als fortlaufende Reaktionen des Zentralherdes gegen seine Oberfläche erkennen liessen. Es ist aber einleuchtend, dass die gleichen Erscheinungen notwendig auch in den Massen vor sich gingen, welche infolge

[1]) »Alle Gesteine, welche an dem Aufbaue der festen Erdkruste Anteil nehmen, sind also — wie wir hier für den Laien bemerken möchten — soweit nicht organische oder meteorische Stubstanzen in Betracht kommen, vulkanischen Ursprunges, und davon machen selbst die unzweifelhaftesten Sedimentgebilde bis hinab zu den im Wasser löslichen Salzen, so paradox der Ausspruch auch klingen mag, keine Ausnahme. Es handelt sich für die Entstehung dieser nur um die grössere oder kleinere Zahl von mechanischen und chemischen Aufbereitungsprozessen, welche das ursprüngliche Eruptivgestein durchzumachen hatte, bevor die Sonderung der Bestandteile so weit bewirkt war, dass die Bildung neuer Verbindungen unter andern Verhältnissen, besonders unter der Mitwirkung der Atmosphärilien eingeleitet werden konnte. Dem Gange dieser Aufbereitungs- und Umbildungsprozesse nachzuforschen, ist eine der vornehmsten Aufgaben der Geologie.« (Stübel.)

des Erstarrungsprozesses der gesamten Erdmasse durch die Eruptionskanäle gefördert und oberhalb der ursprünglichen Erdrinde abgelagert worden waren.

Infolge dieses Umstandes sehen wir vulkanische Herde gebildet, welche also nicht mehr unterhalb der ursprünglichen Erstarrungsrinde liegen, sondern nun über dieselbe zu liegen gekommen sind. Im Gegensatze zu dem zentralen Hauptherde wollen wir diese Art der Herde als peripherische bezeichnen.

Dass viele solcher Herde eine überaus beträchtliche horizontale Ausdehnung und einen enormen Kubikinhalt besessen haben, lässt sich a priori voraussetzen. Wenn wir aber einerseits wissen, welch schlechter Wärmeleiter die Erstarrungskruste eines Lavastromes ist, und uns anderseits vergegenwärtigen, dass diese peripherischen Herde vermöge der bei ihrer Entstehung gebahnten Ausbruchskanäle mit dem zentralen Hauptherde in Verbindung bleiben und von diesem aus jederzeit aufs neue gespeist werden konnten, so wird es einleuchten, dass unermesslich lange Zeiträume verstreichen mussten, bevor die vulkanische Kraft in diesen oberflächlich abgelagerten Eruptivmassen gänzlich erstarb, und es liegt sogar sehr nahe, anzunehmen, dass Herde dieser Art geschaffen wurden, in denen die vulkanische Kraft bis zum heutigen Tage nicht erstorben ist.

Dass auch aus den peripherischen Herden Ausbrüche erfolgten, welche an Kraftäusserungen oftmals nicht wesentlich hinter manchen des zentralen Herdes zurückblieben, auch Kraterberge gleicher Art aufwarfen, wie die Ausbrüche des letztern, liegt gewiss in der Natur der Sache; und doch ist die genetische Bedeutung beider Gebilde wesentlich verschieden und muss, auch wenn wir nicht in der Lage sind, die Gebilde der ersten Art von denen der zweiten zu unterscheiden, theoretisch aufrecht erhalten werden.

Ist denn aber mit den Ausbrüchen solcher peripherischer Herde die vulkanische Kraft auch wirklich ganz erschöpft? Sollten die Gesteinsmassen, welche aus dem Innern der peripherischen Herde hervorbrachen, nachdem sie sich ihrerseits wiederum bis zu einem gewissen Grade abgekühlt hatten, nicht auch noch fähig gewesen sein, neue Reaktionen hervorzubringen, kleinere Vulkanberge aufzuwerfen und Lavaströme aus deren Kratern zu ergiessen? — Diese Frage kann gewiss nicht verneint werden, und es ist überaus wahrscheinlich, dass viele der jüngern Bildungen weder den peripherischen Herden der ersten Ordnung — wie wir sie zum Zwecke ihrer zeitlichen Unterscheidung nennen wollen — noch denen der zweiten Ordnung angehören, sondern Reaktionen sind, welche auf vulkanische Herde dritter Ordnung zurückgeführt werden können. Einige dieser vulkanischen Vorgänge stehen zwar wahrscheinlicherweise mit dem zentralen Hauptherde noch in Verbindung, aber nur mittelbar, nicht unmittelbar. Aus dem Mangel einer Verbindung mit vulkanischen Herden beträchtlicher Tiefe erklärt es sich auch, dass es, wie die Beobachtung so häufig lehrt, grössere und kleinere Kraterberge giebt, die nur aus totem Materiale, aus Schlacken oder Tuffen aufgeworfen sind, aber flüssiges Gestein niemals zu Tage gefördert haben; wir sehen in ihnen die letzten Äusserungen der ersterbenden Kraft lokalisierter Herde.

Auf Grund dieser Darlegung dürfen wir mithin annehmen, dass wir in einem Vulkangebiete grössern Umfanges, wie es z. B. das von Ecuador ist, wo wir ein halbes Hundert von Vulkanbergen aller Grössen nebeneinander erblicken, Gebilde vor uns haben, welche, vom genetischen Gesichtspunkte aus beurteilt, peripherischen Herden zwei oder auch drei verschiedener Alters- und Tiefenstufen angehören. Es ist aber auch ebensogut denkbar, dass sie sämtlich nur einer Altersstufe entstammen und, sofern sich an denselben verschiedene der Thätigkeitsperioden nachweisen lassen, diese auf verschiedene Erkaltungsstadien innerhalb des gleichen Herdes zurückgeführt werden können. Setzen wir diesen letztern Fall als zutreffend voraus, so würden wir aus der räumlichen Anordnung und Verteilung dieser Vulkanberge bis zu einem gewissen Grade auch auf die horizontale

Ausdehnung und Gestaltung des peripherischen Herdes zu schliessen vermögen, dem sie angehören. Hierin erblicken wir ein ursächliches Moment für die bald mehr reihenförmige, bald mehr gruppenförmige Anordnung der Vulkanberge.«

»Um uns zu vergegenwärtigen, welche enormen Zeiträume zwischen der Entstehung der peripherischen Herde verschiedener Altersstufen verstrichen sein dürften, möchten wir nicht unerwähnt lassen, dass diese verschiedenen Herde sicherlich vielerorts durch sehr mächtige sedimentäre Ablagerungen voneinander getrennt sind, so dass also auf das Vorhandensein erschöpflicher oder schon erschöpfter vulkanischer Herde innerhalb des Schichtenbaues der sämtlichen ältern Sedimentformationen und der sie unterlagernden metamorphischen Gesteine geschlossen werden darf. Da sich aber bekanntermassen die Mächtigkeit dieser Schichtensysteme vielfach nach Tausenden von Metern bemisst, so können unter ihnen recht wohl Herde von sehr beträchtlichem Umfange begraben liegen, ohne dass der Hammer des Geologen noch jemals das Gestein eines solchen angeschlagen hat.«

Indem man diesen Betrachtungen folgt, kommt man mit Notwendigkeit zu dem Schlusse, den Stübel zieht, dass die Erkaltung des gesamten Erdkörpers von aussen nach innen stetig fortschritt, und die damit verbundenen Erstarrungserscheinungen an Intensität in demselben Verhältnisse zunahmen, dass wie der vulkanische Herd nach der Tiefe hinabrückte, die Widerstände wuchsen, es einen Zeitpunkt gegeben haben muss, zu welchem die Energie der vulkanischen Kraft ihr Maximum erreichte, die Erdoberfläche von Ausbrüchen heimgesucht wurde, die alle frühern an Gewaltäusserungen und Massenergüssen übertrafen und später nicht mehr übertroffen worden sind. Diese Epoche in dem Erkaltungsprozesse eines jeden glutflüssigen Weltkörpers bezeichnet Stübel als die der Katastrophe; sie verkündet den Eintritt eines grossen Wendepunktes in der Geschichte seiner Bildung. »Auch für die Erde«, sagt er, »konnte ein solcher nicht ausbleiben; denn mit dem Überschreiten jenes Höhepunktes eruptiver Gewaltentfaltung gewann notwendig der Widerstand die Oberhand, den die zu enormer Dicke angewachsene Erstarrungsschale den unmittelbaren Äusserungen der vulkanischen Kraft aus dem Zentralherde entgegensetzt. Der Eintritt dieser Katastrophe würde demnach als das gewichtigste Moment in der Entwickelungsgeschichte des Erdkörpers in ältester Vorzeit zu betrachten sein, nämlich als derjenige Zeitpunkt, zu welchem die vulkanische Kraft aufhörte, die Alleinherrscherin zu sein.«

»Was wir nun wissen wollen und wissen müssen,« fährt er fort, »um die vulkanischen Erscheinungen der Gegenwart in ursächlich richtigen Zusammenhang mit den Begebenheiten der Vorzeit bringen zu können, das ist, ob die Erde diese Katastrophe bereits überstanden hat, oder ob ihr der Tag, an welchem sie eintreten wird, noch bevorsteht.«

Die Antwort auf diese Frage giebt Stübel dahin, dass für die Erde der Zeitpunkt der gewaltigsten Äusserungen der vulkanischen Kraft längst überschritten ist. »Demnach«, fährt er fort, »dürfte der Schwerpunkt aller vulkanischen Thätigkeit gegenwärtig nicht mehr in dem räumlich eingeschränkten Zentralherde zu suchen sein; wir sind vielmehr berechtigt anzunehmen, dass er in die peripherischen Einzelherde verlegt ist, die oberhalb der planetaren Erstarrungsrinde ihren Sitz haben, ohne dass dadurch ein gewisser Grad der Kommunikation zwischen diesen und dem Zentralherde ausgeschlossen wäre.

Während nun die Mehrzahl dieser Herde dem gänzlichen Erlöschen sicherlich schon nahe gerückt ist, mögen doch einige von diesem Zeitpunkte noch weit entfernt sein, und zu diesen letztern dürften gerade diejenigen zählen, deren Entstehung infolge des Ergusses ungeheurer Lavamassen erst in die Periode der grossen Katastrophe fällt.«

Mit der Annahme, dass der Erdkörper den Höhepunkt seiner Erkaltungserscheinungen längst überschritten habe, geben wir aber auch zugleich eine relative Schätzung bezüglich der Tiefe ab, bis zu welcher die

Erstarrung der planetaren Masse gegen das Zentrum vorgeschritten sein muss. Unabweislich erscheint es daher, der Erstarrungskruste eine so ungeheure Dicke beizumessen, dass es völlig ausgeschlossen wäre, für Kraftäusserungen, deren Wirkung wir auf der Erdoberfläche in kontinentalen Hebungen oder Senkungen, in der Aufrichtung von Gebirgen, oder in den Faltungen von Gesteinsbänken, in der Bildung von ungeheuren Spalten u. s. w. zu erkennen wähnen, die Angriffspunkte in den zentralen Herd zu verlegen.

»Die ausserordentliche Mächtigkeit der Schichtensysteme, welche sich durch organische Reste als unzweifelhafte Sedimentbildungen zu erkennen geben, haben wir schon früher hervorgehoben. Es wäre aber im höchsten Grade unrichtig, anzunehmen, dass gleich bei dem Beginne der Aufbereitungsprozesse, die aus dem Eruptivgesteine das Material für die Sedimente herrichteten, auch das organische Leben gleichzeitig erwacht sei. Im Gegenteile darf man wohl voraussetzen, dass zunächst ein unermesslich langer Zeitraum verstrich, in welchem Gesteinsbildungen vor sich gingen, die zwar auch durch die Thätigkeit der Atmosphärilien eingeleitet wurden, aber jedenfalls unter ganz andern Bedingungen, als die waren, welche das Erscheinen des organischen Lebens erforderte.

Annähernd zu ermitteln, welche der beiden Formationen in der vertikalen Erhebung über ihrer Unterlage die mächtigere ist, die organische Reste führende oder die von organischen Resten noch freie, wäre wohl von hohem, geogenetischem Interesse, doch werden wir auf diese Kenntnis wahrscheinlich auf immer verzichten müssen, und dies um so mehr, als beide Formationen innig ineinander übergehen. Die tiefer liegende, von organischen Resten freie Formation ist aber jedenfalls diejenige, in welcher wir die mannigfaltigsten und ihrer Entstehung nach rätselhaftesten Gesteinsbildungen antreffen; es ist die Formation der metamorphischen Gesteine, d. h. solcher, welche nicht in dem Zustande abgelagert sein können, in dem wir sie jetzt antreffen, sondern eine vollständige Umbildung ihrer Masse, eine Umkrystallisierung ihrer Bestandteile erfahren haben müssen. Viele dieser Gesteinsarten lehnen sich ihrer mineralischen Zusammensetzung und Struktur nach einerseits an wirkliche Eruptivgesteine an, während sie anderseits zu unzweifelhaften Sedimentgesteinen in sehr nahe Beziehung treten. Infolge dieses Umstandes herrscht unter den Geologen bezüglich der Entstehungsart gewisser Gesteinsarten, und zwar gerade solcher, welche an der Zusammensetzung der uns zugänglichen Teile der Erdoberfläche den wesentlichsten Anteil nehmen, eine wohlbegreifliche Meinungsverschiedenheit. Denn selbst die an Ort und Stelle zu beobachtenden Lagerungsverhältnisse vermögen dem objektiv urteilenden Fachmanne über die eruptive oder metamorphische Natur einer Gesteinsart entscheidenden Aufschluss meist nicht zu geben, ebensowenig, wie es das Mikroskop zu thun im stande ist. Je mehr man anerkennt, dass die Akten gerade über diesen wichtigen Punkt in dem Ausgestaltungsprozesse der Erdoberfläche, den der Gesteinsbildung, noch lange nicht geschlossen sind, um so grösser ist die Aussicht, zur richtigen Erkenntnis des wahren Sachverhaltes gelangen zu können.

Die Gefahr, unser Urteil bezüglich der Entstehung der Gesteine und der Rolle, welche sie im Aufbaue der gegenwärtigen Erdoberfläche spielen, irre zu leiten, liegt hauptsächlich darin, dass wir nur allzusehr, wie es in der Endlichkeit der menschlichen Natur begründet ist, geneigt sind, den Zeitraum zu kurz zu veranschlagen, der zwischen der Bildung der ersten Erstarrungskruste und dem Zeitpunkte verstrichen sein muss, zu welchem die vulkanischen Kräfte aufhörten, die Alleinherrschaft auf der Erdoberfläche zu üben. Und doch ist dieser Zeitraum in seiner ungeheuren Dauer wahrscheinlich nur ein Bruchteil desjenigen, welcher der Ablagerung der eigentlichen Sedimentgesteine vorausging und sich also zwischen den grossen Wendepunkt, den wir als Katastrophe bezeichnet haben und das erste Erscheinen des organischen Lebens einschaltete.«

Fassen wir die Vorstellungen, welche Stübel über den Vulkanismus gewonnen hat, kurz zusammen, so gehen sie dahin, dass die vulkanischen

Erscheinungen der Gegenwart mit der ursprünglichen Feuerflüssigkeit des Erdkörpers im kausalen Zusammenhange stehen, dass dieser Zusammenhang aber nicht mehr als ein unmittelbarer betrachtet werden kann, sondern zu einem mittelbaren geworden ist, dass die vulkanische Thätigkeit, welche wir auf der Erdoberfläche gegenwärtig noch beobachten, in der Hauptsache peripherischen Herden zufällt, und vom zentralen Herde nur noch insofern ausgeübt wird, als einige dieser peripherischen Herde mit ihm wahrscheinlich in direkter, wenn auch schwacher Verbindung stehen.

»Es ist nicht neu«, sagt Stübel, »den Sitz der vulkanischen Kraftäusserungen in isolierte Lavabecken, in ringsum abgeschlossene Räume zu verlegen. Die Annahme ihres Vorhandenseins war jedoch bisher durch zwingende Beweise nicht geboten. Dadurch aber, dass sich ihr Vorhandensein im Laufe unserer Betrachtungen ganz von selbst als Grundbedingung, als Axiom erwies, ist die Forderung erfüllt, welche als eine für die Begründung der Hypothese unerlässliche bezeichnet wurde, und es löste sich zugleich auch der scheinbare Widerspruch: dass nämlich die vulkanischen Herde, trotz des fortschreitenden Erkaltungsprozesses nach der Tiefe des Erdkörpers zu, notwendig höher und höher an seine Oberfläche gerückt sein müssen.«

6. Erdbeben.

Die Erdbeben in Österreich 1897 sind von E. v. Mojsisovics auf Grund der Berichte von nicht weniger als 1900 Beobachtern registriert worden[1]). Folgende Tabelle giebt eine Übersicht der Zahl der Erdbebentage in den einzelnen Kronländern mit Ausnahme der böhmischen Erdbeben vom 24. Oktober bis 17. November:

	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	September	Oktober	November	Dezember	Summe
Niederösterreich . . .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Oberösterreich . . .	1	—	—	—	—	—	1	—	—	—	2	—	4
Salzburg	—	—	—	—	—	1	–	—	—	1	—	—	2
Steiermark	3	1	2	3	2	5	5	2	1	2	2	3	31
Kärnten	—	—	—	3	—	—	1	1	1	—	—	2	8
Krain und Görz . . .	14	13	12	14	9	5	13	17	9	5	13	16	140
Triest	—	—	—	—	—	—	1	1	1	—	—	5	8
Istrien	1	—	—	1	2	1	4	2	2	—	—	—	13
Dalmatien	1	1	—	—	6	1	—	2	7	3	4	5	30
Tirol	5	11	2	1	2	2	2	4	4	2	—	1	36
Böhmen	1	—	—	—	—	—	—	—	—	?	?2	—	3
Mähren und Schlesien .	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Galizien	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—
Bukowina	—	—	—	—	—	–	—	—	—	—	—	—	—
Summe	26	26	16	22	21	15	27	29	26	12	23	32	275

Rechnet man die Zahl der Erdbebentage allein, da das nämliche Beben häufig in mehrern Kronländern beobachtet wurde, so erhält man folgende Verteilung:

Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Summe
20	20	14	16	15	14	17	22	19	9	17	21	204

[1]) Mitteilungen d. Erdbeben-Kommission d. k. k. Akademie d. Wiss. in Wien. 5. Mitteilungen d. k. k. geogr. Ges. in Wien. **41.** p. 757.

Die Erdbeben von Graslitz in Böhmen vom 25. Oktober bis 7. November 1897. Dr. Franz E. Suess berichtet[1]) über seine Nachforschungen in der betreffenden Gegend über die Erscheinungsform und Intensität der Erschütterungen: »Nach vereinzelten Angaben sollen sich die ersten schwachen Bewegungen am 25. Oktober zwischen 2^h und 3^h morgens in Graslitz und Bleistadt bemerkbar gemacht haben. Einer der Hauptstösse erfolgte dann am selbigen Tage um ca. $4^h\,5^m$ morgens. Mehrere schwächere Erschütterungen fanden am 27. und 28. Oktober statt, bis wieder am 29. Oktober eine besonders heftige Beunruhigung des Bodens eintrat, welche sich in sehr zahlreichen Erschütterungen vom 29. Oktober $6^h\,24^m$ morgens bis zum 30. Oktober $8^h\,42^m$ vormittags äusserte. Nach den Angaben von Dr. Bäumel fanden in dieser Zeit mehr als 110 stärkere und schwächere Bewegungen statt, wobei die schwächern Erschütterungen in der Regel schwarmweise den Hauptstössen folgten. Unter den Hauptstössen ragt wieder derjenige vom 29. Oktober $7^h\,50^m$ abends besonders hervor; diesen scheinen die starken Stösse vom 30. Oktober ($2^h\,45^m$ und $2^h\,55^m$ vormittags, $4^h\,3^m$, $5^h\,15^m$ und $5^h\,54^m$ vormittags) an Intensität nicht erreicht zu haben. Nur vereinzelte schwächere Nachbeben erfolgten im Verlaufe des Tages am 30. und am 31. Oktober.

Eine Reihe schwächerer Erschütterungen trat in den Morgenstunden des 2. November ein; die nächstfolgenden Tage waren vollkommen ruhig. Am 6. November begann eine neuerliche seismische Periode; zwei Erschütterungen erfolgten am Morgen dieses Tages ($^3/_4\,6^h$) und nach zwei kurzen Vorbeben ein sehr starker Stoss um $8^h\,43^m$ abends, welcher ebenfalls von einigen Nachbeben während der Nacht gefolgt war. Am 7. November um 5^h morgens trat ein äusserst heftiger Stoss ein, welcher alle vorhergegangenen an Intensität übertraf; damit hatte diese seismische Periode ihr Maximum erreicht, die schwachen Nachbeben währten noch bis 8. November. Die Angaben über Erschütterungen innerhalb der Zeit vom 9. bis 14. November sind äusserst unsicher, und können dieselben nur äusserst schwach gewesen sein. Ich selbst habe während meines Aufenthaltes in Graslitz vom 10. bis 13. November keinerlei Erdbeben wahrgenommen. Eine schwache Erschütterung fand noch am 16. November statt.

Bei dieser eigentümlichen Erdbebenperiode in dem sonst nur von schwächern Bewegungen heimgesuchten Gebiete ist zunächst auffallend, dass hier durchaus nicht jener Rhythmus der Erschütterungen zu erkennen ist, welcher sonst für die Nachbeben der starken Erdbeben als Regel gilt. Die stärkste Erschütterung erfolgte erst sehr spät, nachdem durch elf Tage hunderte von schwächern Bewegungen die Bevölkerung beunruhigt hatten. Auch steht bei den einzelnen Erdbebenschwärmen die Zahl der Erschütterungen mit

[1]) Verhandlungen der k. k. geolog. Reichsanstalt. p. 325.

deren Intensität und Ausbreitung in keinem Verhältnisse. Vergleicht man z. B. das zerstörende Erdbeben von Laibach, dem in der ersten Nacht bloss mehr als 40 Nachbeben gefolgt sind, so muss es Wunder nehmen, dass in der Nacht vom 29. auf 30. November in Graslitz mehr als hundert schwache Bewegungen beobachtet werden konnten. Auch die frühern Erdbeben im Erzgebirge, im nördlich anschliessenden Vogtlande, zeigten nach H. Credner keine derartigen Erscheinungen, sondern es waren den Hauptbeben verhältnismässig wenig schwächere Nachbeben gefolgt.

Die zunehmende Intensität der Hauptstösse hat sich auch in deren zunehmender Ausbreitung kundgegeben:

1. Die Erschütterungen am 25. Oktober um $4^h\ 5^m$ und $9^h\ 10^m$ nachmittags wurden wohl in der weitern Umgebung von Graslitz, im Norden in Bad Elster, in Elbefeld, Markneukirchen und Falkenstein in Sachsen beobachtet. Der nördlichste Punkt, in welchem sich diese Erschütterungen noch bemerkbar machten, soll Auerbach nördlich von Falkenstein gewesen sein. Nach Westen sollen sie bis Asch, nach Süden bis Franzensbad, nach unbestimmten Angaben bis Eger und nach Osten bis Frühbus gereicht haben; von Heinrichsgrün lauten die Nachrichten bereits unbestimmt. In Karlsbad, Elbogen und Falkenau sollen diese Erschütterungen nicht wahrgenommen worden sein.

2. Ein weiterer Hauptstoss vom 29. Oktober $7^h\ 43^m$ nachmittags zeigt bereits etwas grössere Ausbreitung; er war auch nach den übereinstimmenden Nachrichten aus der Umgebung von Graslitz (Eibenberg, Frühbus, Heinrichsgrün, Hirschenstand, Klingenthal, Brunndöbra, Georgenthal, Schwaderbach u. a.) von grösserer Intensität als alle vorhergegangenen. In Asch und in den nächstliegenden Ortschaften in Bayern, in Königsberg, Haslau, in Franzensbad und Umgebung und in Eger wurde er deutlich wahrgenommen. In Karlstadt, wo die frühern Stösse, wie es scheint, völlig unbemerkt geblieben sind, wurde diese Erschütterung von mehrern Personen bemerkt; auch sonst reichte sie gegen Ost und Südost weiter als die vorangegangenen Beben, nämlich bis Neudeck und Stelzengrün. Nach SW machte sich das Beben über Bad Elster hinaus bis Rossbach fühlbar. Auch über diesen Stoss wird aus Elbogen noch negativ berichtet.

3. Am weitesten erstreckte sich aber das Erdbeben vom 7. November 5^h morgens. Es wurde in Karlsbad und in Elbogen ziemlich bemerkbar gefühlt. In Eger wurde dieser Stoss wohl allgemein bemerkt. Auch gegen Norden machte er sich weiterhin fühlbar als die bisherigen Stösse, nämlich bis Plauen, Lengenfeld und Neustädl in Sachsen, doch muss die Erschütterung hier schon sehr schwach gewesen sein; denn schon in Adorf, Ölsnitz und Bobenneukirchen haben sehr viele Personen das Erdbeben gar nicht bemerkt. Aus dem Westen ist aber sogar aus Pressnitz, jenseit Joachimsthal im

Erzgebirge nahe der sächsischen Grenze, eine Meldung über dieses Erdbeben an die Tagesblätter eingelangt.

Es lehrt uns daher schon ein flüchtiger Blick auf die zerstreuten Zeitungsnotizen nebst einzelnen Erkundigungen, dass die Reihe der Erschütterungen von Graslitz einen jener seltenen Ausnahmsfälle bildet, bei welchen die erste Erschütterung nicht die stärkste gewesen ist, sondern es ist dem ersten Hauptbeben vom 25. Oktober noch ein zweites (29. Oktober) und drittes (7. November) mit stets steigender Intensität nachgefolgt.

Was die Intensität der Erschütterungen betrifft, so hat wohl das Beben vom 7. November (3) den fünften Intensitätsgrad der ältern Rossi-Forel'schen Skala erreicht (allgemeine Aufregung bei der Bevölkerung, schwache Risse in einzelnen Gebäuden); auch ist sie bei den angeführten Hauptbeben keinesfalls unter den vierten Intensitätsgrad gesunken (allgemeine Wahrnehmung, Erwachen der Schlafenden u. s. w.).

Der Verlauf der Erschütterung wurde allgemein in der gewöhnlichen Weise geschildert. Es ging ein wenige Sekunden dauerndes Schallphänomen, ähnlich einem Donnern oder Rollen, der meistens als schaukelförmig bezeichneten Bewegung voran.

Was an Wirkungen der Erschütterung an Gebäuden bezeichnet wurde, war nur äusserst unbedeutend und wohl im höhern Grade eine Folge zufälliger lokaler Umstände, als des Erdbebens.

In den Kupfergruben der Umgegend von Graslitz, welche bei Schwaderbach in dem äusserst brüchigen Phyllit noch heute betrieben werden, sollen nach Angabe des Direktors Augustin die Erschütterungen sehr stark wahrnehmbar gewesen und in deren Folge viele neue Verbrüche niedergegangen sein. Die Beobachtungen beziehen sich wohl einerseits auf ziemlich geringe Tiefen (bis ca. 30 *m* unter Tag), und anderseits dürfte nach den Erkundigungen gerade in der Gegend zwischen Schwaderbach und Graslitz das Epizentrum der Erschütterungen gelegen sein. Auch dürfte sich, wie sonst bei den Beobachtungen in Gruben, das Schallphänomen infolge des Wiederhalles besonders stark wahrnehmbar gemacht haben; ein verhältnismässig langsames Schwanken der Ulmen und der Sohle erfolgte nach Aussage des Beobachters nach dem rollenden Geräusche. Diese letzten Erdbeben im westlichen Erzgebirge gehören allem Anscheine nach derselben Gruppe von tektonischen Beben an, welche H. Credner als Erzgebirgisch-Vogtländische Erdbeben[1]) aus frühern Jahrzehnten beschrieben hat. Ihr Schüttergebiet liegt in der beiläufigen Fortsetzung einer nord-südstreichenden Zone, welche von

[1]) Das Vogtländisch-Erzgebirgische Erdbeben vom 23. November 1875. Zeitschrift für die gesamte Naturwiss. 48. 1876. p. 246. — Die Erzgebirgisch-Vogtländischen Erdbeben während der Jahre 1878 bis Anfang 1884. Zeitschr. für Naturwiss. 57. 1884. — Das Vogtländische Erdbeben vom 26. Dezember 1888. Bericht der Sächs. Ges. der Wissenschaften. 1889. p. 76.

jenen sächsischen Erdbeben gebildet wird. Spätere Nachrichten über Erdbeben aus Plauen und Falkenstein deuten darauf hin, dass nach dem Erlöschen der Graslitzer seismischen Thätigkeit das Zentrum nach einer andern Stelle verschoben wurde.«

Die Erdbeben Norwegens 1894 und 1895 sind von H. Reusch untersucht worden. A. Lorenzen giebt von dieser Arbeit folgenden auszugsweisen Bericht[1]): Im Jahre 1894 wurden 17 Erdbeben beobachtet, von denen drei verhältnismässig bedeutend waren. Zwei der letztern waren über das Amt Nordland verbreitet. Über das erste Erdbeben (am 23. Juli morgens) liegen Beobachtungen vor von Bindalen im Süden bis Andenes auf der Lofoteninsel Andö im Norden. Die Angaben über die Bewegungsrichtung lassen erkennen, dass das Ursprungsgebiet im Meere westlich von Bodö am Eingange des Saltenfjord zu suchen ist; denn in Bodö wird das Fortschreiten als westöstlich, von der Lofoteninsel Vest-Vaagö und Andenes dagegen als südnördlich bezeichnet. Die Zeitangaben gehen wenig auseinander; am sichersten scheint diejenige aus Bodö ($5^h\ 25^m$); die späteste stammt aus Kvädfjord im Amte Tromsö ($5^h\ 45^m\ 3^s$), und da dieser Bericht recht zuverlässigen Eindruck macht, so kann diese Verschiedenheit der Zeitangabe gleichzeitig als eine Stütze für obige Resultate betrachtet werden. Das zweite Erdbeben (30. Oktober morgens) wurde von Bindalen bis Ibestad beobachtet; aber ausser den Beobachtungen aus diesem Striche liegt noch eine einzelne über eine schwache Erschütterung aus Trondhjem vor. Trotz der weiten Erstreckung des Erschütterungsgebietes war es bei weitem nicht stark, sondern nur von dem gewöhnlichen Rollen begleitet, während das unterirdische Geräusch im südlichen Nordland meistens fehlte. Bestimmte allgemeine Resultate über die Bewegungsrichtung lassen sich nicht ziehen; drei zuverlässige Zeitfeststellungen liegen vor: Hemnes an der Mündung der Rane-Elf ($8^h\ 36^m$), Furulund in Salten ($8^h\ 38^1/_2{}^m$) und Skomvär-Leuchtfeuer ($8^h\ 44^m$). Die weit bedeutendere Erschütterung um Skudenes auf Karmö (Stavanger Amt) erfolgte am 6. Oktober kurz vor 4^h nachmittags. Um die Insel Karmö wird sie als ein von unten kommender Stoss bezeichnet, von unterirdischem Donnern begleitet. Sie erstreckte sich von Gjäsdal, südöstlich von Stavanger, bis nach der Insel Storen.

Das Erdbeben vom 5. Februar 1895 wurde nachts zwischen $12^h\ 40^m$ und $12^h\ 45^m$ fast durch das ganze Land beobachtet; nur aus dem nördlichsten Teile des Landes liegen keine Nachrichten vor. Nach den von ca. 180 Punkten vorliegenden Beobachtungen war es am stärksten in einem Striche, der die innern Fjordgegenden in Norder-Bergenhus-Amte und Söndmoer nebst Lom, Vaage und Lesje im obern Teile des Gudbrandsthales umfasst. Von diesem Striche aus verbreitete es sich über den südlichen Teil vom Stifte Bergen

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie 1898. 20. p. 369.

und wurde vereinzelt bis nach Sandnes (Stavanger Amt) beobachtet; jedoch sind keine Beobachtungen von den Inseln vor Hardangerfjord, Haugesund und Karmö eingegangen. Im Südosten und Osten ist es bis in die Gegenden von Christiania, Eidsvold, Elverum und Röros, im Süden in Christiansand beobachtet. Während die guten Zeitangaben aus dem Ursprungsgebiete auf 12^h 40 bis 41^m lauten, wird an den äussern Grenzen des Erschütterungsgebietes 12^h 44 bis 45^m angegeben. Im Westen und Norden erreichte das Erdbeben das Meer regelmässig mit beträchtlich abnehmender Stärke; im Nordosten lässt es sich bis nach Bodö verfolgen. Leider liegen keine Beobachtungen aus den zwischen dem obern Telemarken und Romsdalen ausgedehnten Gebirgszügen vor, die im Februar als fast gänzlich unbewohnte Schneewüsten daliegen. In den am stärksten erschütterten Gebieten erreichte die Stärke ungefähr die Stufe 5 der italienisch-schweizerischen Skala. Viele Beobachtungen berichten von zwei Bewegungen in kurzem Zwischenraume; die meisten bezeichnen sie als wellenförmig. In dem Zentralgebiete wurde ein rollendes Geräusch wahrgenommen, das aber in den Randgebieten nicht gehört wurde. Das Geräusch erfolgte immer gleichzeitig mit der Erschütterung, dauerte aber etwas länger als diese, deren Dauer auf $^1/_2$ bis 1^m festgestellt wurde. Die Geschwindigkeit des Fortschreitens betrug ungefähr 50 *km* in der Minute.

In einer weitern Abhandlung werden die Verbreitungsgebiete der Erdbeben untersucht, wobei nur diejenigen Erdbeben in Betracht gezogen werden, über die mehr als eine Beobachtung vorliegt. Dieses Verfahren ist darin begründet, dass durch einen besonders interessierten Beobachter auch die kleinsten Erdstösse verzeichnet werden, die an andern Punkten unbeachtet bleiben. Darum ist die Zahl der Berichte nicht nur von der Erdbebenhäufigkeit, sondern auch von der Beobachtung abhängig; durch sein Verfahren glaubt Reusch dieses Missverhältnis zu beseitigen, und thatsächlich weichen seine Resultate wesentlich von denjenigen von F. de Montessus de Ballore (Geol. fören. i Stockholm förh. 16, 1894) ab. Für ein topographisches Studium der Erdbeben ist es von Wichtigkeit, den jedesmaligen Ausgangspunkt derselben zu kennen; die Ausdehnung des betroffenen Gebietes giebt dagegen einen Massstab für die Stärke des Erdbebens. In Norwegen zeigen sich nun zwei besonders von Erdbeben heimgesuchte Striche: 1. Von Tromsö nach Süden bis an die Grenze des Stiftes Trondhjem; 2. das Stift Bergen und die westliche Hälfte des Stiftes Christiansand. Aus dem nördlichen Erdbebengebiete kennen wir eine ganze Reihe von Erdbeben; Reusch führt 16 an, von denen vier sich über den grössten Teil des Gebietes erstreckt haben. Aus dem südlichen Erdbebengebiete werden 56 Erdbeben verzeichnet. Die drei grossen Erdbeben haben hier folgenden Ursprung: dasjenige vom 5. Mai 1865 in der Gegend von Stavanger, dasjenige vom 15. Mai 1892 im Innern des Stiftes Bergen und, wie bereits gezeigt, das vom 5. Februar 1895. Das am meisten er-

schütterte Gebiet ist hier dasjenige am Sönderfjorde und Nordfjorde, namentlich in den äussern Küstenstrichen; an kleinern Erdbeben sind hier allein 17 angeführt, eine ganze Reihe von Erdbeben ist aber ausgeschlossen, da nur vereinzelte Beobachtungen vorlagen. Die unmittelbare Umgegend von Bergen scheint wenig hervorzutreten, während dagegen Christiansand und dessen nördliche Umgebungen wiederholt erschüttert sind. Für den übrigen Teil des Stiftes Christiansand und die Stifte Christiania, Hamar und Trondhjem werden nur zehn Erdbeben gezählt.

Niederländisch-Indien in seismischer Beziehung. Montessus de Ballore hat schon vor Jahren[1]) einen Zahlenausdruck für die Erdbebenhäufigkeit (Sismizität) einer bestimmten Erdregion gegeben nach den verschiedene Regionen in dieser Beziehung vergleichbar sind. Zu diesem Zwecke teilt er[2]) das zu untersuchende Land in bestimmte Regionen, je nach dessen geographischen oder geologischen Verhältnissen. Jede dieser Regionen wird dann in ebenso viele Quadrate geteilt, als die mittlere jährliche Zahl der Erdbeben in dieser Region beträgt. Die Sismizität ist alsdann proportional der Länge jedes dieser Quadrate in Kilometern. Sie wird also durch eine Zahl ausgedrückt, die um so kleiner ist, als die behandelte Gegend häufiger erschüttert wird. (Besser wäre es freilich, den reziproken Wert dieser Zahl zum Massstabe zu nehmen.) Nach diesem Prinzip hat Verf. Niederländisch-Indien und die benachbarten Gegenden von Malakka und Neu-Guinea behandelt. Es wurden 6689 Erschütterungen an 555 Orten, die auf 23 Regionen verteilt sind, benutzt und die Ergebnisse auch in einer Karte niedergelegt. Folgendes sind die unterschiedenen Regionen, nebst der Zahl der Lokalitäten, der Erschütterungen und der Angabe der Sismizität:

	Zahl der Lokalitäten	Zahl der Erschütterungen	Sismizität	Beobachtungszeit
Taponoelli u. Poeloe Nias	23	366	28	1852—68, 70—93.
Atjeh	9	91	34	1884—91.
Halbinsel Menado . .	32	993	41	1845—93.
Padang	42	729	46	1850—68, 70—93.
West-Java	81	762	50	1846—49, 51—63, 70—93.
West-Zentral-Java .	70	442	56	1846—48, 50—68, 70—73, 75—93.
Ost-Java	23	81	56	1884—93.
Bengkoelen	21	226	59	1854—67, 76—93.
Ost-Mittel-Java . .	84	472	61	1845—69, 70—73, 75—93.
Südl. Molukken . . .	29	765	64	—
Nördl. » . . .	13	970	67	1770—74, 1812—34, 46—71, 89—93.
Timor	10	98	67	1856—60, 64—68.
Makassar	9	38	72	1885—93.

[1]) Vergl. dieses Jahrbuch 4. p. 152.

[2]) Natuurkundig Tijdskrift der Kon. Nat. Vereeniging in Nederlandsch-Indie 56. 1896. p. 347.

	Zahl der Lokalitäten	Zahl der Erschütterungen	Sismizität	Beobachtungszeit
Inseln von Bali bis Allor	24	214	108	—
Lampong	27	142	112	1850—68, 74—93.
Madoera Aroe . . .	5	9	142	1845—69, 70—73, 75—92.
Wetter bis Aroe-Insel	12	28	276	1876—93
Ostküste Sumatras . .	10	64	—	—
Inseln östl. v. Sumatra	7	13	—	—
Borneo	11	19	—	—
Sangi-, Sianner- und Talaor-Inseln . .	7	28	—	—
Halbinsel Malakka . .	3	11	—	—
Neu-Guinea	1	12	—	—

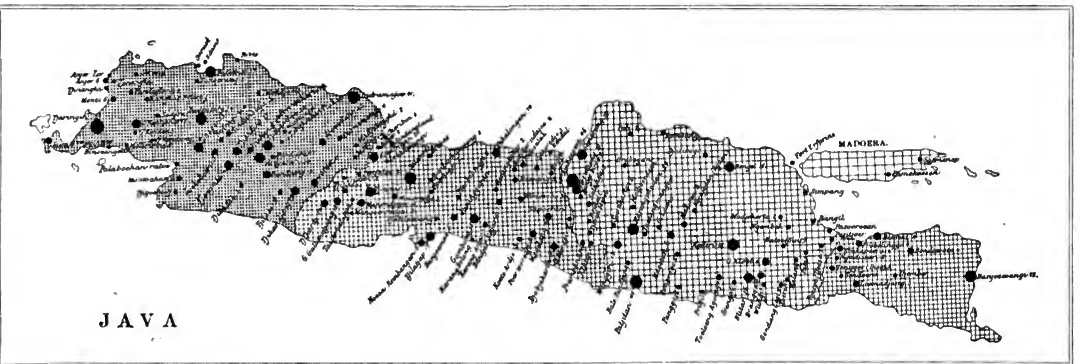
Auf der beigegebenen Karte von Java sind die erschütterten Punkte durch Kreise bezeichnet, deren Grösse der Häufigkeit der Erschütterung proportional ist, auch bezeichnen die beigesetzten Ziffern die Zahl der beobachteten Erschütterungen.

Die Fortpflanzungsgeschwindigkeit des Erdbebens zu Kalkutta am 12. Juni 1897 ist von Dr. Agamennone untersucht worden[1]). Das Epizentrum befand sich in 25° nördl. Br. und 91° östl. L. und die Schwingungen wurden von den seismographischen oder magnetischen Instrumenten von 19 europäischen Observatorien angezeigt. Der entfernteste Punkt, wo dieselben angezeigt waren, ist Edinburg, 7970 *km* vom Epizentrum. Die ersten Schwingungen pflanzten sich an der Erdoberfläche mit einer Geschwindigkeit von 9—11 *km* in der Sekunde fort. Diese sehr schnellen Schwingungen dauerten 23 Minuten lang und wurden von einer Reihe Oszillationen von langer Periode gefolgt, deren Fortpflanzungsgeschwindigkeit zwischen 2.61 und 2.76 *km* in der Sekunde schwankte. Zu Rom war die Periode dieser Oszillationen ungefähr zehn Sekunden und ihre Amplitude im Maximum 12″; in dem Augenblicke, wo die Bewegung über Italien hinwegschritt, hatte die Erdbebenwelle eine Länge von 54 *km* und ihre Höhe betrug etwa 0.5 *m*.

Das Erdbeben von Sinj am 2. Juli 1898 ist von Dr. F. v. Kerner in seinen Wirkungen studiert worden[2]). Das Gebiet, innerhalb dessen merkliche Wirkungen auf Bauten und auf den Erdboden stattfanden, umfasst die Ebene von Sinj (Sinjsko Polje oder Ravnica) nebst ihren Rändern und das südwärts von ihr zu beiden Seiten der Cetina gelegene Terrain.

In Bezug auf die Art und Verteilung der Schäden an den Bauten konnten die bei andern Erdbeben konstatierten typischen

[1]) Ciel et Terre 1898. p. 225.
[2]) Verhandlungen d. k. k. geolog. Reichsanstalt 1898. p. 270.



Seismische Karte von Java nach Montessus de Ballore

Ed. Hch. Mayer, Verlag
Leipzig.

Erscheinungen wiederholt beobachtet werden; insbesondere das Einstürzen der freien Giebelwände, das Auftreten der Sprünge in den obern Teilen der den Häuserecken benachbarten Mauerabschnitte, das Divergieren der von den obern Fensterecken aufsteigenden Sprünge, das Bersten der Bögen in ihrem Scheitel und das Herausrutschen der mittlern Schlusssteine der Wölbungen.

Der Umstand, dass das Epizentrum in eine Gegend fiel, in welcher nur Dörfer stehen, brachte es mit sich, dass in Bezug auf Gebäudebeschädigungen die Mannigfaltigkeit der Erscheinungen eine viel geringere war, als bei den Erdbeben in den Städtegebieten von Agram und Laibach. Die lange bekannte Regel, dass auf lockerem Boden errichtete Bauten grössere Zerstörungen erleiden als auf festem Fels stehende, fand sich häufig bestätigt.

Die Wirkungen der Erschütterung auf den Boden waren teils Lageveränderungen von Gesteinsstücken infolge von Emporschleuderung oder Absturz, teils Formveränderungen der Oberfläche infolge von Spaltenbildung und lokaler Senkung. Emporschleuderung und Umlegung loser Steine ereignete sich auf dem Rücken, welcher das Sinjsko Polje von der Gegend von Vojnic trennt, und in letzterer Gegend selbst. Auf dem Vojnicki Brig, dem mittlern Teile jenes Rückens, wurden grosse Mengen von Steinen, welche dort in seichten Vertiefungen des rotbraunen Aluviums lagen, von ihren Lagerstätten emporgehoben und fielen meist mit nach aussen gekehrter Unterseite in nächster Nähe wieder nieder, so dass die dortigen Trümmerfelder auf weite Strecken hin nicht grau, sondern rostgelb gefärbt erscheinen. Abbruch und Absturz von Felsstücken fand an verschiedenen Stellen des steilen Gehänges statt, das die Mulde von Vojnic gegen NO begrenzt. Grössere Blöcke haben sich stellenweise von den anstehenden Felsen abgelöst. Spalten und Risse im Erdboden wurden an verschiedenen Stellen des Südwestrandes der Ravnica, bei Turjake, Dodic, Trilj und am Nordabhange des Vojnicki Brig gebildet. Die Mehrzahl derselben verschwand bald infolge der Durchweichung des Bodens, welche das nach dem Erdbeben eingetretene Regenwetter bedingte. Kleine kreisförmige Einsenkungen von einem bis zu einigen Metern Durchmesser entstanden gleichfalls im Randgebiete der Alluvialebene bei Turjake und Mateljan. Die Wirkungen des Bebens auf Wasserläufe bestanden in der milchigen Trübung zahlreicher Quellen und Brunnen. Ausserdem liegen Angaben über Verminderung und Vermehrung der Wasserführung einzelner Quellen vor.

Die Betrachtung der geologischen und morphologischen Verhältnisse ergiebt, dass das Schüttergebiet in den Bereich eines Erdkrustenstückes fällt, das durch ein Netz von Längs- und Querbrüchen in zahlreiche Schollen zerteilt ist, die gegeneinander in horizontaler und vertikaler Richtung verschoben sind.

Die durch seit Jahren währende Vorbeben eingeleitete jetzige Schütterperiode ist als eine neue Phase der in die Neogenzeit zurückreichenden Bewegungen im Schollengebiete der Umgebung von Trilj

zu betrachten. Die Ursache der am Morgen des 2. Juli erfolgten Haupterschütterung ist in einer Bewegung der zwischen den Radialklüften von Kosute und Trilj gelegenen Gebirgsmasse zu suchen. Es liegt daselbst eine jener Schollen, die schon in der jüngern Neogenzeit tiefer als ihre Umgebung lagen und seit jener Zeit wahrscheinlich zahlreiche weitere Senkungen erfahren haben. Es ist möglich, dass eine eventuell mit Horizontalbewegung kombinierte geringe Abwärtsbewegung dieser Scholle stattgefunden hat, bei welcher der Betrag der Verschiebung an den verschiedenen Schollenrändern von ungleicher Grösse sein mochte. Die Bewegung teilte sich den umgebenden Schollen mit, und es ist möglich, dass diese zum Teile selbst, zumal die nordwestwärts benachbarten, geringe Verschiebungen erlitten. Besonders heftig machte sich die mitgeteilte Erschütterung in dem an die bewegte Scholle im Süden anstossenden Gebiete geltend.

Der Umstand, dass an der Oberfläche keine regionalen Senkungen wahrnehmbar sind, erklärt sich dadurch, dass das bewegte Terrain von jüngern plastischen Bildungen bedeckt ist, in denen eine an der unterliegenden Felsoberfläche eventuell gebildete Stufe ausgeglichen wurde.

Die überwiegende Zahl der Schilderungen des Hauptphänomens weisen auf eine wellenförmige Bewegung hin; in manchen erscheint geradezu das wogende Meer zum Vergleiche herangezogen; im pleistoseisten Gebiete begegnet man indessen auch Angaben, welche auf einen der Wellenbewegung vorangegangenen Stoss von unten zu beziehen sind, dessen Erfolgtsein hauptsächlich auf Grund der Emporschleuderung von Steinen anzunehmen ist. Ganz allgemein wird angegeben, dass ein Windstoss und ein Getöse der Erderschütterung vorausgingen. Die Angaben über Vorbeben beziehen sich vorzugsweise auf eine vor drei Jahren längere Zeit hindurch erfolgte Wahrnehmung donnerähnlicher Geräusche und leichter Erzitterungen des Bodens und auf ein Wiederaufleben dieser Erscheinungen seit Mitte Juni des laufenden Jahres.

Die durch die geringere Zahl der brechenden und reflektierenden Hindernisse bedingte, leichtere Fortpflanzung der Bewegung in der Streichungsrichtung des Gebirges kommt in der Gestalt der Isoseismen des in Rede stehenden Bebens deutlich zum Ausdrucke. Gegen Osten hin scheint die Bewegung in den mächtigen Alluvionen der Ravnica fast erstorben zu sein; auf Wellenreflexionen sind jene Angaben zu beziehen, denen zufolge die Erschütterung von einer der Richtung gegen das Epizentrum hin entgegengesetzten Richtung her kam.

Die zahllosen Nachbeben erscheinen durch die zur allmählichen Herbeiführung eines neuen Gleichgewichtszustandes notwendigen weitern Lageveränderungen der Massen bedingt. Es liegt die Annahme nahe, dass hierzu auch Verschiebungen in den umgebenden Schollen erfolgen müssen, ein Umstand, auf den die Angaben, dass einzelne Nachbeben ausserhalb des Epizentrums der Haupterschütterung am stärksten verspürt werden, zurückzuführen sind.

Das kalifornische Erdbeben vom 30. März 1898 ist von Prof. J. Rein behandelt worden [1]). Es ist hiernach das stärkste gewesen, das man seit drei Jahrzehnten in San Francisco und Umgegend wahrgenommen hat. »Da infolge seiner Erschütterung überall die Wand- und Turmuhren stehen blieben, kann hinsichtlich seines Eintretens am 30. März abends $11^h\ 42-43^m$ [2]) kein Zweifel sein. Eine Bestätigung findet diese Angabe durch die Mitteilung des Direktors der Universitäts-Sternwarte zu Berkeley (gegenüber dem Goldenen Thore auf der Ostseite der Francisco-Bai), Professors A. O. Leuschner, im »San Francisco Examiner« vom 1. April. Hiernach stand die grosse astronomische Uhr still um $11^h\ 42^m\ 26^s$. Das Seismometer zeigte zuerst eine starke Bewegung in südlicher Richtung an, die dann plötzlich in eine solche von Südwest nach Nordost umschlug, von der es jedoch mehrfach kleinere Abweichungen gab.

Ergänzt werden diese Beobachtungen durch solche in dem Lick Observatory auf Mount Hamilton (1354 *m*), südöstlich von San José. Die ganze Dauer der Erschütterung betrug hier 40 Sekunden. 12—13 Sekunden nach ihrem Beginne erreichte die Bewegung in der Richtung von Südost nach Nordwest eine Stärke, wie sie seit dem Bestehen dieser Sternwarte noch nicht wahrgenommen wurde. Das Bild, welches der Seismograph von dieser ganzen Bewegung entworfen hat, und der erwähnte »Examiner« wiedergiebt, ist ein sehr kompliziertes und weicht sowohl durch die erwähnte Hauptrichtung, als auch sonst von dem in Berkeley automatisch konstruierten wesentlich ab.

Wie es scheint, lag der Herd dieses Erdbebens im nördlichen Teile der San Francisco-Bai, wahrscheinlich auf der Ostseite der San Pablo-Bai, wo auf Mare Island die Werft der Marine (Navy Yard) sich befindet, da hier die grössten Zerstörungen stattfanden, deren Schaden auf 500000 Dollars veranschlagt wird. Ein grosses Sägewerk stürzte zusammen, und es fehlte nicht viel, so wäre auch das solide Hospital, welches vor 29 Jahren aus Backsteinen errichtet wurde, in einen Trümmerhaufen verwandelt worden. Es enthielt 50 Kranke, welche sich mit der Bedienung in den Hof flüchteten, als es an vielen Stellen krachend sich hin- und herbewegte. Manche der zahlreichen Risse sollen so weit und tief sein, dass das Tageslicht ins Innere hindurchdringen kann.

An vielen andern Orten im weiten Umkreise beschränkte sich der Schaden auf das Einstürzen zahlreicher Schornsteine und die Zertrümmerung grosser Spiegelscheiben an Schaufenstern, an noch andern auf das Ablösen und Niederfallen von Decken- und Wandbewurf. Glücklicherweise ist nirgends ein Menschenleben zu beklagen, auch in San Francisco nicht, obgleich hier ein Haus mit 18 Bewohnern zusammenbrach.«

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1898. p. 117.

[2]) Die Zeitangaben beziehen sich auf die »Pacific Standard Time« des 120. Meridianes westl. v. Gr. Unterschied gegen die mitteleuropäische Zeit — 9 Stunden.

Die periodischen Erdbeben besprach Prof. R. Hoernes [1]). Der nördliche Teil der Adria ist in geologischem Sinne sehr jung. Das Vorkommen von Flusssand auf der Insel Sansego und jenes von Knochenbreccien auf den dalmatinischen Scoglien beglaubigen, dass in einer Zeit, die nicht weit hinter der Gegenwart zurückliegt, die nördliche Adria Festland war. Der geologische Bau der dalmatinischen Inseln lässt ein zerbrochenes Kettengebirge erkennen, dessen Glieder stufenförmig ins Meer gesenkt wurden, und auf dem dalmatinischen Festlande, im ungarischen Litorale und in Istrien lassen sich die langen Bruchzonen erkennen, welche die junge Senkung der Adria umgeben. Die periadriatischen Brüche gehen aber noch weit hinein in das Alpensystem, stellenweise ist auch in einiger Entfernung vom Hauptsenkungsgebiete ein Landstrich, wie dies in der Umgebung von Laibach der Fall ist, tiefer gesunken als die benachbarten Gebiete. Erhalten wir durch die Betrachtung des geologischen Baues der nördlichen und östlichen Umgebung der Adria die Vorstellung eines von zahlreichen peripherischen Brüchen umgebenen und von radialen Sprüngen durchsetzten jüngern Senkungsgebietes, so lassen uns die in diesem Gebiete so häufig auftretenden Erdbeben erkennen, dass der geologische Vorgang, der die Adria schuf, auch heute noch andauert.

Das Laibacher Erdbeben der Osternacht 1895 war trotz der von ihm angerichteten Verwüstungen gewiss schwächer als das »grausame Erdpidem« von 1511, welches die Mauern und Türme der damals befestigten Stadt niederwarf und mehrere Schlösser und Burgen in Krain vom Grunde aus zerstörte. Auch dieses, wahrscheinlich gleich jenem von 1895 von der Laibacher Senkung ausgegangene Erdbeben machte sich in Triest ungemein heftig fühlbar. Die weite Fortpflanzung auf Bruchlinien von anderer geologischer Bedeutung tritt zu tage, wenn der krainische Vizedom, Jörg v. Egkh, in einem auf dieses Beben bezüglichen, jetzt in der königlichen Hofbibliothek in München befindlichen Schreiben erwähnt: »In Wien im St. Stephansthurn etlich Stuck herabgefallen.« Die Verbreitung einer solchen tektonischen Erschütterung folgt eben den Bruchlinien; eine vertikal oder horizontal sich verschiebende Scholle der Erdrinde teilt ihre Bewegung der benachbarten mit, und auf den Grenzlinien werden die Erschütterungen besonders fühlbar, wie dies beispielsweise auch bei dem grossen Erdbeben vom Jahre 1348, welches Villach zerstörte und einen ungeheuern Bergsturz am Dobratsch verursachte, deutlich erkannt werden kann.

In seinen 1878 im »Jahrbuche der Wiener geologischen Reichsanstalt« veröffentlichten »Erdbebenstudien«, in welchen er zuerst den Ausdruck »tektonische Beben« für die mit Änderungen im geologischen Baue zusammenhängenden Erschütterungen vorschlug, suchte Hoernes zunächst für das Erdbeben von Klana in Istrien

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie 1898. **20.** p. 565.

vom Jahre 1870 nachzuweisen, dass den andauernden Erschütterungen seiner Erdbebenperiode eine peripherische Bruchzone zu Grunde liegt, welche die nördliche Adria umgürtet. Er erinnert jetzt daran, dass das heftige und lange anhaltende Erdbeben von Fiume vom Jahre 1750 genau denselben Charakter trug, wie jenes Beben von Klana. Durch Dalmatien lässt sich unsere Schütterzone auf österreichischem Gebiete bis zu dem so oft von Erdbeben heimgesuchten und 1667 von denselben zerstörten Ragusa verfolgen, auch das gegenwärtig erschütterte Sign liegt auf dieser periadriatischen Schütterzone. In südöstlicher Richtung reihen sich dann die so oft erschütterte albanesische Küste und das Schüttergebiet der Jonischen Inseln an. Die seit Jahrhunderten wiederholten häufigen Erdbeben der ganzen Region sind ein Beweis dafür, dass die geologischen Vorgänge noch nicht zur Ruhe gekommen sind, welche das Gebiet der Adria zu erweitern trachten.

Über submarine Erdbeben verbreitete sich John Milne[1]). Nach seiner Ansicht ist der Ursprung der meisten Erdbeben im Meere, jedoch in der Nähe der Küste zu suchen. An der Küste Japans zählt man jährlich 250 Erdbeben, in einzelnen Jahren sogar die doppelte Zahl, deren Ausgangspunkt die benachbarten Teile des Ozeans sind. Die Ursache bilden langsame Veränderungen, Pressungen und Schiebungen im Boden des Meeres, die unter Umständen auch das Absinken benachbarter Küstenteile zur Folge haben können. Veränderungen am Meeresboden sind es nach John Milne auch, welche die zahlreichen Brüche von Tiefseekabeln verursachen, von denen innerhalb der beiden letzten Jahrzehnte nicht weniger als 245 festgestellt wurden. Merkwürdig ist, dass bei den Küstenkabeln um Südamerika und Ostafrika die meisten Brüche in der Regenzeit stattfanden. Milne glaubt, dass diese Brüche an submarinen Böschungen stattfanden, bei denen in der Regenzeit heftig ausbrechende Grundwasser Abrutschungen verursachten, in andern Fällen können Pressungen und Verschiebungen am Seeboden die Ursache sein. Diese Hypothese ist aber sehr unwahrscheinlich, da ihr keinerlei analoge Fälle vom Festlande zur Seite gestellt werden können.

Der heutige Stand der Erdbebenforschung ist von Prof. Gerland kritisch beleuchtet worden[2]). Jedes Erdbeben, bemerkt er einleitend, zeigt drei grosse Gruppen von Vorgängen: 1. die Elastizitäts-Erscheinungen, Art, Form, Bildung, Bewegung der Erdbebenwellen umfassend; 2. die Wirkungen der Wellen an der Erdrinde, und 3. ist sein eigentlicher Ursprung, seine Herkunft, die Ursache seiner Entstehung zu untersuchen. Kennen wir diese drei Punkte genau, so wissen wir, was ein Erdbeben ist.

---

[1]) The Geographical Journal. 10. p. 129. 259.
[2]) Verhdlg. d. 12. deutschen Geographentages p. 101.

»Betrachten wir zunächst die Elastizitäts-Erscheinungen, und beginnen wir hier mit der Form der Wellen, die bei der grossen Verschiedenheit und Zerklüftung der Erdrinde bei den von innen und aussen wirkenden ganz heterogenen Bewegungsursachen sehr mannigfaltig sein muss. Und da haben uns gerade die modernen Instrumente, vor allem das Horizontal- und Bifilarpendel, jene Wellen kennen gelehrt, die früher ganz unsichtbar blieben: sehr kleine, oft in langverbundenen Reihen einander folgende Wellen, die sogenannten Tremors, welche sehr empfindlich gestellte Pendel oft in langtägigen Ketten, ja eigentlich immer zeigen. Sie gehören ganz der Erdoberfläche an; schon bei Isolierungen von 5 *m* Tiefe treten sie nur unter besondern Umständen auf. Wir haben es hier, wie die gleichzeitigen Aufzeichnungen der Anemometer unwiderleglich beweisen, nur mit der Einwirkung der Luftbewegungen, der Winde zu thun; sie hören scharf gleichzeitig mit dem Winde auf ohne Nachbewegung. Ihre auch bei langer und enger Verkettung stets länglich-bauchige, meist ziemlich gleich grosse Gestalt beweist übrigens die böige, wellenförmige Natur jedes Windzuges auf das deutlichste, wie dieselbe von der Meteorologie gelehrt wird; die scharfen Ecken und Spitzen der Wellenbäuche mögen vom direkten Anprallen des Windes an die Erdoberfläche, an Bäume, tiefer eingreifende Steine u. s. w. und von den hierdurch gebildeten kleinen und raschen Nebenwellen herrühren.

Auch längere periodische Wellenbewegungen, wie sich dieselben in andauernden Veränderungen der Nullpunkte des Pendels zeigen, gehören hierher: Zeiten besonders starken oder schwachen Luftdruckes können auf diese Weise sich bemerklich machen, und sind diese langen Dislokationen des Nullpunktes charakterisiert durch ihr keineswegs regelmässiges Auftreten. Regelmässige Perioden würden sie in geeigneten Gegenden bilden, z. B. in den Steppen und Wüsten Zentralasiens; doch fehlt es in solchen Ländern ja noch ganz an Beobachtungen.

Eine besonders merkwürdige und auffallende Art dieser mikroseismischen Bewegungen sind ferner die sogenannten Erdpulsationen. In der photographischen Aufzeichnung der Pendelbewegung zeigen sie sich als meist kurze, oft nicht ganz symmetrische Wellenbewegung der ganzen Linie, doch stets ohne irgend welche stärkere Ausschläge und unregelmässige freie Schwingungen; oft sind diese Wellenbewegungen völlig minimal, so dass man sie mit der Lupe aufsuchen muss; nur selten beträgt ihre Amplitude mehrere Millimeter. Doch wechseln die Wellen auch in der Form. Prof. Milne fand, dass sie namentlich bei enger Lage der lokalen barometrischen Gradienten eintreten, und v. Rebeur beobachtete in Strassburg das gleiche. Nach Ehlert ist enge Lage der Gradienten nur günstig, nicht bedingend für das Eintreten der Pulsationen; wichtig ist sein Nachweis aus dem reichhaltigen Verzeichnis von Pulsationen, welches v. Rebeur giebt, dass sie bisher unserem Sommer fehlen und nur zur Zeit des

Perihels und hier maximal Ende Oktober bis Anfang November, sowie von Mitte Januar bis Anfang Februar beobachtet sind, dass sie ferner nur in der Nacht vorkommen, und zwar von 8^h nachmittags bis 4^h vormittags mit Maximum um 2^h vormittags. Ehlert möchte sie durch Auslösung von Spannungen im obersten Magma erklären, wie solche im Perihel ja leicht und in der Nachtzeit durch Zusammenziehung der betreffenden Seite des Erdkörpers infolge nächtlicher Abkühlung erklärlich sind. Mir scheint gegen diese Erklärung, die Ehlert übrigens selbst nur zweifelnd und mit allem Vorbehalt giebt, die oft recht verschiedene Form der Pulsation zu sprechen. Jedenfalls ist bei dieser sehr merkwürdigen und unerklärtesten aller Wellenformen noch sehr viel zu thun übrig. Gerade ihre Erklärung scheint für das Verhalten des Erdinnern von Wichtigkeit zu sein. Möglich, dass sie, wie v. Rebeur annimmt, bisweilen als »Knoten« — d. h. als plötzliche knopfartige, kurze Aufschwellungen der photographischen Linie — ganz vereinzelt auftreten. Die meisten dieser Knoten aber, und sie treten nicht selten auf, sind wohl nur kurze Ausschläge, veranlasst durch irgend ein nicht bedeutendes Erdbeben. Auch ihre genaue Beobachtung und richtige Deutung kann vielleicht zu interessanten Ergebnissen führen.

Von besonderer Merkwürdigkeit sind sodann ferner die längern Lotschwankungen, deren einige eine halbtägige Periode zeigen. Dass wir es hier zum Teil wenigstens mit den Einflüssen der Tageswärme zu thun haben, ist klar und längst ausgesprochen. Eine andere halbtägige Periode, von Dr. v. Rebeur und später von Dr. Ehlert berechnet, ist auf die Einwirkung des Mondes zurückzuführen, welcher Himmelskörper ausser der durch ihn verursachten gezeitenartigen Anschwellung der Erdrinde das Pendel auch direkt anzieht. Und ferner sind längere Perioden der Pendelbewegung bekannt, die, zum Teil durch die jahreszeitliche Sonnenwärme veranlasst, vielleicht — wie Dr. Ehlert meint — auf einer durch sie bewirkten und infolge der verzögerten Erwärmung der tiefern Oberflächenschichten verschobenen Anschwellung des Erdkörpers beruhen. Doch da diese Dinge sehr schwierig, auch noch keineswegs sichergestellt sind, so will Verf. auf sie nicht weiter eingehen, ebensowenig auf die Periode solarer Anziehung und dergl., und bemerkt nur, dass sich hier ein ausgedehntes Feld für weitere Arbeit der Zukunft eröffnet.«

Alle diese Bewegungen sind indessen von den völlig unregelmässig auftretenden seismischen Störungen, die aus dem Innern der Erde kommen, den eigentlichen Erdbeben, zu unterscheiden. Letztere teilt Prof. Gerland in zwei Gruppen: einmal in solche, welche, lautlos und makroskopisch völlig unbemerkbar, nur die empfindlichen Pendel, und zwar oft in mächtige Unruhe versetzen, und zweitens in die makroskopischen, lokal direkt und oft sehr störend wirkenden, bei denen wohl eher die sonst so feinfühligen Pendel versagen. Erstere sind die Fernwirkungen letzterer; sie zeigen beide in photographischer Wiedergabe dieselbe Gestalt.

»Aus derselben ergiebt sich, dass auch die aus grösster Ferne kommenden Beben sehr häufig, wenn auch keineswegs immer, eingeleitet werden durch Tremors, die mit den Hauptausschlägen der Pendel in unmittelbarer Verbindung stehen und meistens denselben in langer Reihe nachfolgen. Dass auch sie durch meteorologische Einflüsse bedingt seien, ist unmöglich; es verdient Erwähnung, dass eine Reihe von Tremors, welche drei Maxima zeigten und in engster Verbindung mit dem Erdbeben vom 7. Februar 1897 (nach J. Milne japanischen Ursprunges) standen, genau in gleicher Form und fast gleichzeitig an den Strassburger Pendeln wie an Milne's Horizontalpendel (Insel Wight) registriert wurden. Diese minimalen Bewegungen haben also den ungeheuern Weg von Ostasien bis Westeuropa ohne Abschwächung oder Änderung ihrer Form zurückgelegt. Auch die grossen Ausschläge der verschiedenen Horizontalpendel zeigen genau das gleiche Bild des betreffenden Bebens, die verschiedenen Maxima der Bewegung, die Lage derselben u. s. w., Erscheinungen, die natürlich bei jedem Beben ihren eigenen Charakter haben. Es ist also nicht anzunehmen, dass die Form der Beben etwa durch den langen Weg vom Ursprunge bis zur Beobachtungsstelle verändert würde.

Die Bewegungen der aktuellen lokalen Erdbeben gelangen aus unterirdischen Räumen zur Oberfläche; auf diesem Wege aber durch die oft so heterogenen, so stark zerklüfteten, ja zertrümmerten Schichten der Erdrinde werden die Wellen mannigfach umgeändert, durch Reflexion, Refraktion; sie werden ferner beschleunigt, retardiert, geteilt; und so rufen sie zugleich neue selbständige Wellenzüge hervor, es entstehen Verstärkungen, Abschwächungen, Interferenzen, namentlich wenn verschiedene Stösse einander folgen, und so muss ein ganzes System von Wellen an der Oberfläche zu Tage treten, auch wenn der erste Anlass ein streng einheitlicher war. Die lokalen (nicht aus weiter Ferne kommenden und nur mikroseismisch beobachteten) Erdbeben zeigen fast immer Tremors, die nur in den allerseltensten Fällen fehlen; sie gehen der Hauptwelle meist voraus, sie treten gleichzeitig und nach ihr ein.«

Die Frage, was diese kleinen Tremors sind, woher sie ihre grosse Geschwindigkeit haben und ihre nahe Verbindung mit der Hauptwelle, ist noch völlig unbeantwortet. »Die lokalen Tremors setzen sich in die Gebäude, Bäume u. s. w. fort; sie sind es, welche das Rasseln, Rieseln, Krächeln in den Wänden, hinter den Tapeten, das sturmartige Sausen, welches sehr häufig direkt aus der Luft zu kommen scheint, verursachen; sie sind es ferner, welche die dem Erdbeben vorausgehenden Geräusche des Donners, Wagenrasselns u. s. w. hervorbringen, aus denen der Hauptstoss, das Übertreten der Hauptwelle in die Luft, als mächtiger Schlag oder Krach oder Knall herausstönt. Über die das eigentliche Beben begleitenden Schalle lässt sich nichts Sicheres sagen: sie können durch Longitudinal- oder aber auch Transversalwellen, beide meist wohl von der Haupt-

welle erregt, entstanden sein. Je nach der Ankunft und der Kraft der Wellen richtet sich auch die Zeit und Intensität der Schalle. Sie alle werden nur durch die aus dem Erdkörper in die Luft übertretenden Wellen — welcher Übertritt ja auch in Bergwerken, in Erdspalten, in Klüften u. s. w. stattfindet — ihre Klangfarbe nur durch die (oft erst sekundäre) Form der Welle und die Art ihres Austretens, ihre Aufeinanderfolge oft nur durch den Standpunkt des Beobachters bedingt.«

Es ist nach Prof. Gerland nicht zulässig, wenn man die Schallwellen von den elastischen Wellen gleich vom Erdbebenzentrum an trennen will, wie dies J. Milne und Davison thaten, oder wenn man, wie Johnston Lavis, die Art und Klangfarbe der Geräusche von ihrer Entstehung im Erdinnern ableitet. Durch das Erdinnere, die Erdrinde, gehen nur elastische Wellen, longitudinale und transversale, ihre Umgestaltung zu Schall-, d. h. also zu Luftwellen, die Entstehung, die Eigenart der letztern gehört der Region an, an der die elastischen Wellen der Erdfeste in die Luft übertreten. Im Erdinnern sind die Wellen der verschiedensten Entstehung (Explosion, Abrutschung, Anschlag von Magma, Felszertrümmerung u. s. w.) völlig gleich; erst beim Übertritte in die Luft nehmen sie alle Verschiedenheiten an, welche die Schallwellen zeigen. Aus den Schallwellen kann man also nicht auf die Art der Erdbebenerregung, nicht auf Lage und Tiefe des seismischen Herdes schliessen.«

Die Wellen, welche die Horizontal- und andere empfindliche Pendel anzeigen, sind, wie Prof. Gerland hervorhebt, doppelter Art: elastische Wellen des Innern und elastische Schwerewellen der Oberfläche. »Die zuerst eintreffenden, so plötzlich auftretenden (auch die kürzer einleitenden Tremors fehlen öfters), können nur durch das Erdinnere, nicht über die Erdrinde her zu uns kommen. Woher wissen wir das? Zunächst aus der ungemein grossen Geschwindigkeit ihrer Fortpflanzung. Bei dem grossen argentinischen Erdbeben 1894 wurden 17^{m} nach dem Auftreten desselben in San Jago die Pendel in Rom, 2^{m} später die in Charkow heftig erregt[1]), bei tiefster lokaler Ruhe; das heftige Erdbeben, welches zunächst am 26. August 1896 Südwestisland erschütterte, wurde kaum einige Minuten später (genaue Zeitangaben aus Island fehlen allerdings) fast gleichzeitig in Edinburgh, Paris und Strassburg von den Pendeln durch heftige, auch bei den spätern isländischen Stössen gleichfalls eintretende Bewegungen angezeigt — das Erdbeben muss also unter der Tiefe des Meeres her sich fortgepflanzt haben. Die Geschwindigkeit dieser Fortpflanzung ist sehr gross: E. v. Rebeur berechnete sie im Mittel auf 10 *km* in der Sekunde; doch kommen auch Geschwindigkeiten über 20 *km* in der Sekunde vor, die also die Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Wellen im Granit um das 7 bis 15 fache, im Eisen um mehr als das 10 fache übertreffen. Sie

[1]) v. Rebeur in Beitr. zur Geophys. 2. p. 534 f.

können also nicht durch die Erdrinde, sie müssen durch das viel dichtere und daher auch viel elastischere Erdinnere gekommen sein. Hier zeigt sich, wie wichtig eine genaue Kenntnis dieser Bewegungen, eine richtige Deutung derselben für das Erdinnere und namentlich vielleicht für das uns so völlig unbekannte Verhalten der dort herrschenden Aggregatzustände werden kann.«

Mit Recht betont Prof. Gerland das grosse Verdienst von Prof. Aug. Schmidt in Stuttgart, welcher 1888 in seiner grundlegenden Abhandlung[1]: »Wellenbewegung und Erdbeben,« nachwies, dass infolge der nach innen zunehmenden Dichtigkeit die Wellenflächen im Erdinnern nach unten exzentrische Kugelflächen bilden; er bewies aus dem Snellius'schen Brechungssatz, dass die Stossstrahlen nach unten konvexe Linien bilden, welche daher alle, mit Ausnahme des zu den Antipoden führenden geradlinigen Strahles sich zur Erdoberfläche zurückkrümmen. »Und aus dieser Thatsache bewies er eine vierfache Art der Geschwindigkeit für die elastischen Schwerewellen der Oberfläche, die er im Gegensatze zu der »wahren« Geschwindigkeit der seismischen Welle des Erdinnern die »scheinbare« Geschwindigkeit nennt: zunächst eine unendlich grosse im Epizentrum und seinem Antipodenpunkte; dann 2. eine abnehmende Geschwindigkeit bis zum Austritte des wagerecht vom Erdbebenzentrum ausgehenden Stossstrahles; 3. die Geschwindigkeit bei dem Austritte dieses Strahles, gleich der Geschwindigkeit im Erdbebenzentrum; 4. die Geschwindigkeit jenseits des genannten Austrittes, die immer mehr zunimmt.«

Diese ganze Auffassung, fährt Prof. Gerland fort, ist nun durch die Beobachtung der Horizontalpendel, namentlich des Strassburger Pendels durch Rebeur, dann aber durch die neuern Beobachtungen der dortigen Pendel völlig bewahrheitet. »Es sind die durch das Innere gehenden Stossstrahlen, welche jene mächtigen Geschwindigkeiten, 10 *km* und mehr in der Sekunde, zeigen, denen die Wellen der Oberfläche langsamer folgen; und auch die Abnahme der Geschwindigkeit dieser letztern vom Epizentrum aus, sowie die spätere Beschleunigung derselben hat die Beobachtung, die Theorie völlig bestätigend, deutlich nachgewiesen. So ist denn heute wohl Schmidt's Theorie angenommen von J. Milne, von andern; Franz Suess in seiner wahrhaft musterhaften Beschreibung des Laibacher Erdbebens hat sich derselben gleichfalls angeschlossen.«

Auch eine neue, freilich bis jetzt nur näherungsweise Methode gab Prof. Schmidt, die Lage des seismischen Zentrums zu finden, und sie führt auf beträchtliche und sehr ungleiche Tiefen, beim mitteldeutschen Erdbeben von 1892 auf 37—74 *km*, für das schweizerische Erdbeben 1889 auf 1—6 *km*, für das von Charleston 1886 auf 107—120 *km*. Diese grossen Tiefen sind aber für die

[1]) Jahreshefte des Vereins für vaterländ. Naturkunde in Württemberg, Stuttgart 1888. p. 248 f.

Deutung der Ursache der Erdbeben von grösster Wichtigkeit, und Prof. Gerland zögert nicht, die Konsequenzen zu ziehen. Er sagt: »Liegen die seismischen Zentren so tief, dann ist die gewöhnliche tektonische Erklärung (Abrutschen, Verwerfungen u. s. w.) nicht zulässig. Denn schon bei 6 *km* Tiefe herrscht, wenn wir nach der allgemein angenommenen thermalen Tiefenstufe rechnen, eine Temperatur von mindestens 150, bei 60 *km* von 1500, bei 120 *km* von 3000° C.; und ausserdem herrschen in diesen Tiefen von jeher Druckverhältnisse von aussen nach innen und von innen nach aussen, welche ein Absinken und dergl. völlig unmöglich machen. Dieser Ansicht ist auch Franz Suess, dem deshalb diese Tiefenangaben »vom geologischen Standpunkte aus als viel zu hoch gegriffen« erscheinen. Aber diese Zahlen sind nicht »gegriffen,« sie sind berechnet, nur annähernd zwar, aber nach einem Prinzip, gegen das sich nichts einwenden lässt.«

Damit sind wir an einem wichtigen Punkte angelangt, nämlich bei den Bedenken gegen den tektonischen Ursprung, den die meisten Erdbeben nach der neuen, vorzugsweise durch Prof. E. Suess vertretenen Anschauung haben sollen.

Prof. Gerland bemerkt, dass er »schwere Bedenken« gegen diese Hypothese habe, und giebt die folgenden Gründe für seine Ansicht:

»Fr. Suess sagt selbst, dass »die komplizierten tektonischen und gebirgsbildenden Vorgänge wahrscheinlich nur bis in eine verhältnismässig geringe Tiefe reichen.« Wie aber sind in verhältnismässig geringer Tiefe tektonische Vorgänge — also Absinken, Abrutschen von einzelnen Schollen, Verwerfungen, Bildung und Aufreissen von Falten, Gesteinszertrümmerung und dergl. mehr —, wie sind in geringen Tiefen derartige tektonische Störungen von so ungeheurer Wucht zu erwarten, wie sie z. B. das Erdbeben von Lissabon voraussetzt, oder wie sie nötig sind, um von Japan, von Südamerika aus durch das Erdinnere und über die Erdoberfläche her die europäischen Pendel zu so mächtigen Ausschlägen bringen zu können? Aber wenn wir auch die Störungen tiefer annehmen könnten, bis zu 120 *km*, wie sind auch dann Störungen durch Schollenbewegung u. s. w. von solch ungeheurer Kraft zu denken? Wie gross und schwer müssten die absinkenden Stücke sein?

Das Erdinnere müssen wir als Gasmasse von enormer Temperatur und unter enormem Drucke denken; es muss schon infolge jenes Druckes, der bei der Spannkraft der Gase fortwährend und überall auch nach aussen wirkt, sowie infolge der nach aussen stetig abnehmenden Temperatur in völlig kontinuierlichem Zusammenhange mit der Erdrinde stehen. Hohlräume, Materialauflockerungen sind also in einigermassen grössern Tiefen undenkbar. Die Massendefekte, welche unsere Lote anzeigen, liegen durchaus nicht tief. Wie ist nun bei solchen Druck- und Wärmeverhältnissen ein Absinken, Zerbrechen von Schollen oder Bildung und Aufreissen von Falten

überhaupt denkbar und noch dazu in so kolossaler Mächtigkeit, um die Ursache starker Erdbeben zu werden?

Senkungen von irgend grösserem Betrage sind bei Erdbeben nie vorgekommen. Alles, was der Art bekannt ist, sind ganz flache und stets rein lokale Einsenkungen, wie die Einsenkung im Neo-Thale, deren Sprunghöhe bis 7.6 *m*, deren Länge 1.2 *km* betrug, die sich aber bis auf 64 *km*, ja 112 *km* verfolgen liess. Möglich, dass hier ganz flache Hohlräume in der alleroberſten Erdrinde infolge des Erdbebenstosses einbrachen. Doch können solche Senkungen in Schotter-, Sand-, Sumpf- oder Kulturterrain, kurz in Gegenden mit sehr lockerem Boden, sich einfach durch Zusammensacken des lockern Materiales erklären, wie gewiss hierauf das Versinken einiger Häuser im Neo-Thale und ebenso die Bildung des so viel besprochenen Ran of Katschh beruht. Die Spalten, auch längere, welche sich bei Erdbeben etwa an Gebirgsseiten bilden, sind nie von grosser Weite und Länge und erklären sich vollkommen durch Abrutschen, Abklaffen des jüngern, weichern, dem Gehänge anlagernden Materiales infolge der von unten kommenden, allseitig hin fortgepflanzten Erschütterung. Auch die nicht seltenen Horizontalverschiebungen sind eine nur durch die elastischen Bewegungen des Bodens (auch durch das elastische Verhalten des aufliegenden Materiales, z. B. Eisenbahnschienen) hervorgebrachte Erscheinung.

Beruhten wirklich die meisten Erdbeben auf tektonischen Vorgängen, Absinken, Faltungen, Spaltungen, wie sollte es dann z. B. in Japan aussehen, wo Milne 8331 Erdbeben nur in den acht Jahren 1887—1892 in seinem Kataloge aufzählt? Und wenn von diesen auch die kleinere Hälfte (4000) tektonische Beben waren, so müsste sich doch endlich durch Summation dieses fortwährende Absinken auch äusserlich an der Oberfläche zeigen, und Japan, wenn auch wohl nicht ganz versunken, so doch oberflächlich in allmählicher, aber starker Veränderung begriffen zeigen. Nichts zeigt sich von allem dem; und bei der Genauigkeit unserer Triangulationsmethoden könnten auch kleine dauernde Veränderungen nicht unbemerkt bleiben.

E. Suess ist nicht der Ansicht, »dass in der Tiefe Ablösungen oder plötzliche Ortsveränderungen fast gleichzeitig auf grössern Flächen stattfinden«, und führt für diese Behauptung, in welcher er eine Bestätigung der Entstehung der Erdbeben durch tektonische Vorgänge sieht, die Ansicht ins Feld, dass die Beben einen räumlich beschränkten Ausgangspunkt hätten. Aber eine solche Scholle, welche sich in die Tiefe ablösen kann, ist nie so gross, dass sich nicht bei der ausserordentlich raschen Bewegung elastischer Wellen durch dichte kohärente Massen innerhalb einer oder sehr weniger Sekunden überallwärts durch sie hin die Erschütterung verbreitet; trifft der Stoss in ihre Mitte, so können in der Peripherie die Erschütterungen sehr wohl gleichzeitig sein. Dies alles beweist also nichts für ein Absinken oder dergl. einer ganzen Scholle.

Der Boden des Meeres ist dichter als der Festlandboden unter schwerer Belastung durch auflagernde Wassermassen und unter sehr gleichmässig niedriger Temperatur stehend; hier sind also die tektonischen Verhältnisse viel gleichmässiger, fester, ausgeglichener als im Festlande; man sollte also hier, wenn wir die tektonische Erklärung der Erdbeben annehmen, keine seismischen Erschütterungen erwarten dürfen. Und doch, wie häufig, wie weit verbreitet sind die Seebeben! Und wie eng beschränkt, man möchte sagen punktuell beschränkt, treten sie räumlich auf!

Und so sind auch alle die Erscheinungen, welche wir bei einem Erdbeben sehen, die elastischen Nachwirkungen eines heftigen, stets lokal eng beschränkten (punktuellen), von unten kommenden Stosses oder eines Systems von solchen Stössen. Auch Aug. Schmidt spricht von Stössen, die von unten kommen. Dass solche Stösse, wenn sie heftig auftreten, auch in der obern Erdrinde Kräfte auslösen, Gewölbe, die unter starker Spannung stehen, aufsprengen, Abrutschungen und dergl. verursachen können, soll nicht geleugnet werden. Aber solche Erscheinungen sind dann selbst erst durch das Erdbeben hervorgebracht und haben auch an sich nur sekundäre Bedeutung.

Diese Erdbebenstösse entwickeln sich also nicht in der Erdrinde, sie beruhen vielmehr auf Vorgängen, die tiefer liegen als die Erdrinde, auf Vorgängen im Erdinnern selbst. Haben wir aber daselbst Kraftquellen, gross genug, um so mächtige Wirkungen hervorzubringen? Gewiss, die Gasmassen des Erdinnern, unter so hohem Drucke stehend, gehen infolge desselben kontinuierlich in die Erdrinde über, natürlich also auch durch den tropfbar flüssigen Aggregatzustand. Der Übergang aber aus Gas in Flüssigkeit ist nicht selten mit heftigen Explosionen verbunden, wie z. B. die plötzliche Vereinigung von Wasserstoff und Sauerstoff zu Wasser. Wasserdampf ist in ungeheuern Mengen im Erdinnern, er kann sich nur an der äussersten Zone des gasigen Innern bilden. Hier aber wird diese Bildung sehr oft eintreten, in grossen Massen und äusserster Heftigkeit. Auch jetzt kann Verf. wieder an Zöppritz erinnern, der solche Explosionen in jener Übergangszone gleichfalls annahm. Auf diese und andere Vorgänge, deren es gewiss noch viele verschiedenartige, wenn auch in der Wirkung gleiche giebt, möchte Verf. die meisten Erdbebenstösse zurückführen; hier haben wir wohl die hauptsächlichste Quelle der seismischen Kraft. Wenn wir dieselbe vorzugsweise an den grossen Bruchlinien der Erdrinde thätig finden, so hat dies nicht darin seinen Grund, dass hier Einstürze und dergl. in ungeheurer Zahl — Milne zählte für nur acht Jahre 8331 Erdbeben allein in Japan — fortwährend weiter gingen, sondern weil an diesen Bruchstellen durch verminderten Druck, durch raschere Abkühlung jene im Innern notwendig stattfindenden Explosionen u. s. w. besonders leicht und häufig vor sich gehen.«

Prof. Gerland stellt wie Daubrée u. a. die seismischen und vulkanischen Erscheinungen auf eine Stufe, wenn auch aus andern

Gründen. »Auch heute noch«, sagt er, »wie in ihrem ersten Entstehen ist die Erde eine unbegrenzte Gaskugel, nur dass sich zwischen die abgekühlten, nicht oder wenig komprimierten Gase der äussern (atmosphärischen) Umgebung und die überhitzten, mächtig zusammengepressten Gase des Innern eine verhältnismässig dünne Erstarrungsschicht eingeschoben hat, die im Laufe der Zeiten allmählich nach innen an Dicke zunimmt. Die Gase unter ihr können wir uns daher gar nicht in völliger Ruhe denken.«

Das ist eine neue Hypothese über den Ursprung der seismischen Erschütterungen, und es wird Sache der Forschung im kommenden Jahrhunderte sein, sie zu prüfen.

Zum Schlusse fasste Prof. Gerland seine Anschauungen über die seismischen Erscheinungen und die Instrumente zu ihrer Beobachtung in folgenden Sätzen zusammen:

»1. Alle seismischen Erscheinungen, welche wir an der Erdoberfläche beobachten, sind Elastizitätserscheinungen, Vorgänge oder Wirkungen des elastischen Verhaltens der Erdrinde, so auch das Haltmachen der Erdbeben vor Gebirgen und Flüssen.

Diese Erscheinungen sind veranlasst durch atmosphärische, kosmische, hauptsächlich aber durch subterrane tellurische Kräfte.

2. Die Erdpulsationen sind noch nicht aufgeklärt, die Tremors sind es nur zum Teile: die den lokalen Erdbeben vorauseilenden, oft unfühlbar kleinen Wellen sind wohl sekundär, lokal entstandene Longitudinalwellen.

3. Die seismischen Oberflächenwellen pflanzen sich nicht an der obersten Fläche der Erde fort, sondern in den etwas tiefer liegenden festen Schichten. Die Wellen, welche zur obersten Erdoberfläche kommen, steigen senkrecht von jenen tiefern auf, oft nur als Ausläufer ohne grosse Kraft und sehr bald aufhörend.

4. Die Schalle und Geräusche der Erdbeben sind veranlasst durch die austretenden Wellen, ihre Klangfarbe durch Art und Austritt der Wellen. Dieser Austritt erfolgt aus dem Erdboden, aus Gebäuden, Bäumen u. s. w., was für die Klangfarbe und Lokalisierung der Geräusche von Bedeutung ist. Die Art der Welle kann sich während ihres Ganges ändern; es giebt aber keine Wellen, welche als selbständige »Schallwellen« sich durch die Erde bewegen; Erdbeben- und Schallwellen fallen im festen Materiale durchaus zusammen. Die Erregungsursache des Stosses ist für den Gang und den spätern Klang der Welle völlig gleichgültig.

5. Die Erdbebentheorie von Aug. Schmidt-Stuttgart ist die richtige, ebenso seine Methode der Legung des Hodographen; beides aber bedarf noch der weitern Behandlung.

6. Die Entstehung, die Ursachen der Erdbeben sind in der Thätigkeit des Erdinnern zu suchen, wahrscheinlich in der Übergangs-

zone aus dem gasförmigen in den flüssigen, aus dem flüssigen in den festen Zustand. Erdbeben, veranlasst durch geotektonische Vorgänge (Einstürze, Faltung u. s. w.), können nur ganz oberflächliche, unbedeutende, lokale sein.

7. Die Erdbebenthätigkeit steht in keinem ursächlichen Zusammenhange mit der Bildung der Gebirge oder der Senkungsfelder der Erde. Die Bruchlinien der Erde begünstigen nur infolge von Druckerleichterung, von Abkühlung u. s. w. das Auftreten von Reaktionen des Erdinnern.

8. Oberirdisches Wasser, sei es atmosphärisches oder Meerwasser, hat gar keinen Einfluss auf die seismischen Erscheinungen.

9. Die seismischen Erscheinungen sind von hoher Bedeutung für unsere Kenntnis des Erdinnern.

10. Notwendig sind möglichst zahlreiche und genaue lokale Erdbebenstationen, die untereinander durch ein internationales Beobachtungsnetz verbunden sind.

11. Als universales Beobachtungsinstrument ist am meisten der Pendelapparat, System Rebeur-Ehlert, zu empfehlen.«

7. Inseln.

Die Insel Bornholm schildert Franz Goerke[1]). Fast zwei Drittel der Insel bestehen aus einem hochgelegenen, hügeligen Granitfelde, einem ausgezeichneten Materiale, das namentlich an der Nordspitze — in dem Hammer-Gebiet — in grossen Steinbrüchen verarbeitet wird. An dieses Granitlager schliesst sich nach Südwesten Sandstein, weiter nach Süden Schiefer- und Cementlager, den südlichen Teil bildet Flugsand. Der westliche Teil bis Hasle besteht aus einer Schicht von eisenhaltigem Sande, Lehm und Braunkohle. Namentlich ist der Lehm von so ausserordentlicher Feinheit, dass er sowohl auf Bornholm selbst als auch auf dem Festlande zu den feinsten Terrakotta- und Majolika-Waren verarbeitet wird.

Zu Füssen der Ruine Hammershus, nach der Seeseite, liegen hochinteressante Felsbildungen und Höhlen; von den erstern sind die »Löwenköpfe«, von den letztern der »trockene und der nasse Ofen« die bekanntesten. Sie bilden namentlich von der Wasserseite aus einen malerischen Anblick. Fast noch schöner sind die Felsbildungen an der Nordspitze, freilich weniger bekannt, weil sie bequem eigentlich nur von der Wasserseite zu erreichen sind, während der Abstieg von der Landseite, namentlich durch die Kamine, an

[1]) Himmel und Erde 1898. p. 225.

einigen Stellen ungemein schwierig und nicht ganz ohne Gefahr ist.

»Die schönsten und imposantesten Felsmassen und Gruppierungen finden an der Nordseite der Insel, an den Helligdoms-Klippen und weiter südöstlich in dem mächtig aufstrebenden Randkleveskaar. Unter den erstern sind die Lyse-Klippen hervorzuheben, verwitterte Granitsäulen, ferner die Grotten, die der Sage nach mit den Grotten zu Füssen von Hammershus in Verbindung stehen sollen, während die Wand des Randkleveskaar durch ihre wilde Grossartigkeit imponiert. Unvergleichlich schön ist der Anblick all dieser Klippen und Felsen bei hohem Seegange, wenn die mächtigen Wogen sich heranwälzen und oftmals haushoch an dem Gesteine emporspritzen, ein Schauspiel, das in wilden Sturmestagen sich zu einer gewaltigen elementaren Macht steigert.

Im Gegensatze zu dem wilden Charakter einiger Küstengebiete stehen die lieblichen Landschaftsbilder, die wir im Innern der Insel finden. Das Dyndal in der Nähe von Helligdomsgaard mit seinen rauschenden Wasserfällen, seinen romantischen Schluchten erinnert an die Mittelgebirgsthäler Deutschlands, während Almindingen, ein 75 *qkm* grosser Wald in der Mitte der Insel, wohl als der Glanzpunkt lieblicher landschaftlicher Schönheit zu bezeichnen ist: Wenn wir über die Gamleborg, einen mächtigen befestigten Ringwall, schreiten, kommen wir in das Ekkodal. Der Wald, der es eingrenzt, das saftige Grün des Thales, das von einem munter plätschernden Bache durchschnitten wird, alles das vereinigt sich zu einem prächtigen Gesamtbilde, und so wandern und klettern wir weiter. Teils natürliche, teils künstliche Treppen führen uns auf die Höhe des Felsens, bald geht es weiter über romantische Felsklüfte, bald durch sanfte Thalsenkungen zu dem Dronningesten, zu dem Rytterknaegt mit Kongemindet, einem Granitturm, von dem man, früher wenigstens, eine Aussicht über die ganze Insel hatte, die aber jetzt zu verwachsen droht.«

Der Archipel der Philippinen bildete den Gegenstand einer litterarischen Studie von Dr. F. v. Le Monnier[1]). Die Zahl der Inseln beziffert sich auf mehr als 1000, die gesamte Oberfläche umfasst nach offiziellen spanischen Quellen 295585 *qkm*[2]), nach einer von Behm und Wagner angegebenen planimetrischen Berechnung (1882) dagegen 296182 *qkm*.

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie. 1898. **21**. p. 1 u. f.
[2]) Boletin de la Soc. geogr. de Madrid 1881. p. 141.

Die grössern Inseln sind:	Areal nach der Berechnung von Gotha qkm	der offiziellen spanischen Quelle qkm
Luzon	105.919	110.940
Mindano	96.310	84.730
Samar	13.386	12.175
Negros	12.098	8.705
Panay	12.004	11.790
Palawan	11.855	13.850
Mindoro	10.192	9.650
Lleyte	7.037	9.500
Çebú	4.697	5.925
Bohol	3.876	—
Masbáte	3.183	—
Sulúinseln	2.456	—
Catanduanesinseln	1.751	—
Isabella de Basilian	1.283	—
Busuanga	1.079	—
Dinagat	920	—
Marinduque	881	—
Tablas und Nebeninseln	848	—
Polillo » »	804	—
Guimaras	556	—
Siargao, Bucas	540	—
Burias	495	—
Bilaran	490	—
Calamianes	457	—
Sibuyan	413	—
Babuyanes u. s. w.	402	—

»Die Inseln sind sehr gebirgig; besonders auf Luzon erheben sich zwei mächtige Bergketten, die Cordillera Zentral mit ihrer Fortsetzung in der Cordillera del Norte und die Sierra Madre, die erstere längs der West-, die letztere längs der Ostküste von Luzon streichend. In dem Gebirgsknoten Caraballo Sur haben beide Ketten ihren gemeinsamen Ausgangspunkt. Im Mt. St. Thomas erheht sich die Cordillera Central bis zu 2295 *m*. Ebenso gebirgig sind die andern grössern Inseln, namentlich das noch wenig erforschte grosse Mindanao, wo der Vulkan Apó 2686 *m*, nach dem französischen Forscher Montano aber 3143 *m* Höhe erreicht.

Der grösste Teil der Inseln besteht aus Urgesteinen und Gesteinen vulkanischen Ursprungs, da die meisten Bergketten vulkanisch sind. Neben diesen treten auf den mittlern Inseln reiche Kohlenlager zu Tage, während Korallenkalke das Gerüst der vielen kleinern Eilande und Felsklippen bilden.

Die thätigen und erloschenen Vulkane auf den Philippinen bilden eine fast ununterbrochene Kette von mehr als 1000 *km* Länge, welche sich als eine Fortsetzung der die Sundainseln erfüllenden Feuerberge darstellt. Anschliessend an die Vulkane Borneos befinden sich auf der Insel Palawan die Vulkane Alivancia und Taraquin, welche aber noch wenig gekannt sind, und auf den Sulúinseln der Vulkan von Joló, welcher im Jahre 1641 eine Eruption hatte, seither aber wenig thätig erscheint. Auf der grossen Insel Mindanao befinden sich vier thätige Vulkane: an der Südspitze der Vulkan Sangil oder Serangani, welcher im 17. Jahrhunderte einen grossen Ausbruch hatte. Nördlich von demselben, nahe der Bucht von Davao

liegt der höchste Vulkan der Philippinen, Apó, welchen der französische Reisende Montano 1880 erstiegen hat. Er fand oben einen Krater von 1500 *m* Umfang, dessen Abhänge von einer dürftigen Vegetation von Kräutern und Sträuchern erfüllt sind, während am Nordabhange eine ungeheure Spalte mächtige Schwefeldämpfe entsteigen lässt, die den Gipfel in dichte Wolken einhüllen. Im westlichen Teile von Mindanao findet sich der thätige Vulkan Suiut oder Cottabató und der Macaturin, in einer Bergkette, die der Malindang (2647 *m*) beherrscht. Im Norden von Mindanao liegt auf einer kleinen Insel, Camiguin genannt, ein Vulkan, dessen grosser Ausbruch im Jahre 1871 erfolgte, und dessen Asche einen grossen Ort verschüttete. Auf der benachbarten Insel Negros findet sich der ebenfalls thätige Vulkan Malespina oder Canloon, der sich bis zu 2497 *m* erhebt. Diesem gegenüber zeigen sich bei der Stadt Ilolo auf Panay Quellen, aus denen entzündbares Gas ausströmt. Zahlreiche, jetzt erloschene Vulkane erfüllen die grössern Inseln Lleyte und Samár, jedoch das Zentrum vulkanischer Thätigkeit befindet sich auf der Hauptinsel Luzon, und namentlich auf deren südlichem Teile.

An ihrer Südspitze befindet sich auf der Halbinsel von Camarinas der Vulkan Bulusan. Bis zur Mitte unseres Jahrhunderts (1852) galt er als erloschen, seither hat er in zwei grossen Eruptionen, sowie in fortwährenden Erschütterungen der Umgebung seine erneuerte Thätigkeit bewiesen. Wie der Vesuv zeigt er zwei Spitzen, im Westen eine glockenförmige Kuppel, den Eruptionskegel, im Osten, als Rest eines grossen Ringgebirges einen hohen Bergzacken, der dem Monte Somma des Vesuvs entspricht. Wie beim Vesuv steht der Eruptionskegel im Mittelpunkte des alten Kraterwalles. Selbst das den alten Kraterboden bildende Atrio del Cavallo findet man hier wieder, nur ist derselbe hier viel grösser und unebener als beim Vesuv.

Nicht weit nördlich davon, an der im Südosten der Insel gelegenen Bucht von Albay, befindet sich der vollkommen kegelförmige, hohe Vulkan von Albay oder Mayon, dessen Höhe von Jagor mit 2374 *m* gemessen wurde, während Montano ihn auf 2734 *m* Höhe schätzte. Ihn halten die Eingeborenen für unersteiglich, trotzdem haben denselben zwei Schotten, dann der deutsche Naturforscher Jagor und zuletzt der österreichische Geologe Dr. v. Drasche im Jahre 1876 erstiegen. Nicht so sehr die Höhe als die Steilheit des Kegels, sowie der Umstand, dass die Abhänge des Vulkans zu zwei Drittteilen mit losen Aschen- und Trümmermassen bedeckt sind, bildet die Schwierigheit seiner Ersteigung. Der grösste Teil des Berges ist mit Rapilli bedeckt, die zuerst die Grösse von Zitronen haben, höher hinauf aber kaum mehr haselnussgross sind. Der Rand des Kraters ist ein mit dicken Gips- und Schwefelkrusten bedeckter, von sauren Dämpfen gebleichter, wüster Steinhaufen von kolossalen eckigen Trümmern. Seine Oberfläche ist ziemlich horizontal. Zwischen den Trümmern zischen unzählige heisse Dampfstrahlen, mit erstickendem Geruche nach schwefliger Säure. Eine Krateröffnung konnte Drasche nicht bemerken, auch war sein Aufenthalt oben sehr kurz, denn der kaum einige Minuten zu ertragende Dampf von schwefliger Säure, verbunden mit einem fast die Sinne betäubenden Brausen und Zischen nötigten ihn, so bald als möglich die Bergspitze zu verlassen. Die Ausbrüche des Mayon sind meist Aschenauswürfe und nur wenige Lavaeruptionen. Ein furchtbarer Ausbruch, von den Eingeborenen »erupcion horrosa«, d. i. der schreckliche Ausbruch, genannt, fand am 23. Oktober 1766 statt. Noch schlimmer dagegen war jener vom 1. Februar 1814, welcher die blühendsten Orte der Halbinsel Camarines gänzlich, Albay zum grössten Teile zerstörte und 12000 Personen umkommen liess. Stärkere Ausbrüche des Mayon fanden ferner in den Jahren 1827, 1835, 1845, 1846, 1851, 1853, 1855, 1857, 1865 und 1871 statt.

Nördlich vom Mayon befinden sich die beiden erloschenen Vulkane Mazaraga (1354 *m*) und Iriga (1212 *m*); der ebenfalls unthätige Vulkan Ysarog erhebt sich auf drei Seiten in einer regelmässigen Kegelform bis

zu 1966 *m*, während die Ostseite desselben eingestürzt ist, und sich hier ein mit Wald erfüllter Zirkus öffnet, welcher nach dem Dorfe Rungus benannt ist. Der nächste thätige Vulkan ist jener von Taal, der sich mitten auf einer kleinen Insel im See Bombon nur bis zu 234 *m* erhebt, aber einer der furchtbarsten Feuerberge des ganzen Archipels ist. Der Vulkan hat auf seinem Gipfel einen ungeheuern Krater von mehr als 4000 *m* Umfang, den die Eingeborenen das »Fegefeuer« nennen. Zahlreiche Nebenkrater erheben sich in ihm, welche beständig heisse, schweflige Dämpfe ausstossen. Der Krater schliesst in seinem Innern zwei kleine blaue Seen ein, die bis zu 6% schweflige und Chlorsäure enthalten. Er ist kreisrund, und seine Wände fallen beinahe senkrecht zum Innern ab. Die Tiefe des Kraters schätzt De Lamarche auf 75 *m*. Prof. Semper hat mit Stricken und Leitern auf der Süd-Südwestseite das Innere des Kraters erreicht und den Eruptionskegel bestiegen. Von diesem konnte er nur einen flüchtigen Blick auf den von kochendem, milchweiss gefärbtem Wasser erfüllten Schlot werfen. Neben dem Taal befinden sich noch die beiden Vulkane: der Grosse und der Kleine Binintiang auf der Insel im Bombonsee. Seit 1749 ist jedoch das Zentrum der vulkanischen Thätigkeit auf den Vulkan Taal übergegangen. Die Tiefe des Bombonsees beträgt 200 *m*, und derselbe stellt wahrscheinlich ebenfalls den Krater eines einstigen Vulkans dar. Die letzte furchtbare Eruption des Taal im Jahre 1885 hat jede Spur von Vegetation auf dieser merkwürdigen Insel vernichtet.

Eine Gruppe von thätigen Vulkanen befindet sich auf den Babuyanesinseln, dem Nordostende der Insel Luzon benachbart, auf welcher der 1195 *m* hohe Vulkan Cagud, welcher beständig raucht, die Vulkankette der Insel beschliesst. Auf diesen Inseln ist der Babuyan Claro, dessen Kegel bis zu 1000 *m* sich erhebt, der bedeutendste. Er gleicht einem riesigen Leuchtturme, der mit seinem Flammenscheine weithin das Meer erhellt.

Die vulkanische Natur des Archipels zeigt sich auch in den häufigen und von furchtbaren Verheerungen begleiteten Erderschütterungen desselben. Die Philippinen sind eins der erdbebenreichsten Länder der Erde, fast ununterbrochen zittert der Boden dieser Inseln, und der in Manila aufgestellte Seismograph registriert täglich mehr oder minder starke Erschütterungen. Von den Eingeborenen werden zwei Arten derselben unterschieden: die wagrechten oder Tremblores und die senkrechten oder Terremotos. Nur die letztern werden von ihnen beachtet und gefürchtet. Da die Bauart der Häuser, welche zumeist aus Bretterwänden mit Palmblattdächern auf einem Bambusgerüste bestehen, den häufigen Erdbeben angepasst sind, richten dieselben in den Provinzen weniger Schaden an als in den zumeist aus Stein erbauten Häusern der Hauptstadt.

Aber auch Manila hat sich gegen die bösen Wirkungen der Erdbeben dadurch zu schützen gesucht, dass es seine Häuser zumeist aus porösem, vulkanischem Tuff erbaut, welcher infolge dieser Eigenschaft die Stösse abschwächt. Die furchtbarsten Erdbeben waren jene vom 3. Juni 1863 und vom Jahre 1880. Bei ersterem, welches plötzlich um ½8 Uhr abends ausbrach, wurde in einer halben Minute der grösste Teil von Manila in einen Trümmerhaufen verwandelt. Der Regierungspalast, die Kathedrale, die Kasernen, 46 öffentliche und 570 Privatgebäude waren eingestürzt, mehr als ein halbes Tausend Gebäude dem Einsturze nahe. Die Zahl der Toten betrug 400, der Verwundeten 2000. Der Schaden war 8 Millionen Dollars. Das Erdbeben vom Jahre 1880, welches von einer furchtbaren Eruption des Vulkans Taal und dem Ausbruche eines untermeerischen Vulkans zwischen der Insel Polillo und der Ostküste der Insel Luzon begleitet war, hatte aus dem Grunde nicht jene schrecklichen Folgen, wie das erstere, weil die meisten Gebäude seither noch nicht wieder aus Stein, sondern nur provisorisch zumeist aus Holz aufgebaut worden waren. In Manila fanden ausser den geschilderten noch bedeutende Erdbeben statt in den Jahren 1601, 30. No-

vember 1610, 30. November 1645, 20. August 1658, 1675, 1699, 1796, 1824 und 1852. Kleine Erdstösse, welche plötzlich alle Hängelampen in den Zimmern in Bewegung versetzen, bleiben von den Einwohnern gänzlich unbeachtet.

Auf Grund mehrjährigen Aufenthaltes auf den Philippinen schildert Semper das Klima derselben als ein tropisch insulares im vollsten Sinne des Wortes. Es zeigt vollständigen Mangel aller schroffen Gegensätze der Temperatur, hohe mittlere Luftwärme, grosse Regenmenge und Luftfeuchtigkeit, sowie ausserordentlich regelmässigen Wechsel der herrschenden Monsune. Das Jahr zerfällt in die Periode des Nordostmonsuns, Oktober bis April, welcher an der Westküste des Archipels, also in Manila, die kalte, trockene Jahreszeit bildet, und in die Periode des Südwestmonsuns oder die warme, nasse Jahreszeit. An der Ostküste des Archipels gilt das Umgekehrte. Beide Monsune gelangen mit grosser Feuchtigkeit beladen bis zu der den Archipel von Nord nach Süd durchschreitenden Gebirgskette, lassen hier auf der ihnen zugewendeten Seite des Landes, also beim Nordostmonsune auf der Ostseite, beim Südwestmonsune auf der Westseite, ihre Wassermengen in fortwährenden, ungeheuern Regengüssen fallen und kommen auf der andern Seite des Gebirges als trockene Winde an. Daher entspricht der Herrschaft des Nordostmonsuns auf der Ostseite die trockene, kalte Jahreszeit, auf der Westseite die nasse, warme Jahreszeit. So herrscht auf dem Archipel stets grosse Feuchtigkeit vor, die eine ausserordentliche Fülle der Vegetation begünstigt, und dieser Wechsel der Mosune gestattet es, dass auf den Philippinen stets geerntet wird, bald auf der Ost-, bald auf der Westküste. Die Regenmenge hängt von der Höhenlage der Orte ab und wechselt zwischen 2000 bis 4000 *mm.*

Der fünfjährige Durchschnitt für 1865—1869 ergab bei Manila eine jährliche Regenmenge von 2074.8 *mm*, wogegen aber das Jahr 1867 allein 3072.8 *mm* aufzuweisen hat. Die Gesamtverdunstung zu Manila beträgt 2307 *mm*, die Zahl der Regentage 168, die Temperatur schwankt zwischen 37.7° C. im April und 19.4° C. im Dezember und beträgt im Mittel 27.9° C. Der Wechsel der Monsune ist die Entstehungszeit der Taifune oder »Baquio«, Wirbelstürme, deren Verheerungen furchtbar sind. Der stärkste Orkan war jener vom 20. Oktober 1882, wobei das Barometer von 760 auf 728 *mm* fiel. Ganze Waldungen riss der Orkan nieder, die Schiffe von den Ankern ab und trieb sie gegen die Küsten und Klippen; furchtbare Regengüsse, die sich gleichzeitig entluden, verursachten ungeheure Überschwemmungen und Verheerungen.

Dank dem sehr günstigen tropischen Klima ist die Entfaltung der Vegetation eine überaus üppige. Die Urwälder sind reich an allen Arten seltener Nutz- und Farbhölzer, Palmen- und riesiger Feigenbäume; Zitronen- und Obstbäume, der Pfefferstrauch, die Tamarinde, der Kaffee- und Kakaobaum, die Baumwollstaude, die Theepflanze, das Zuckerrohr, Tabak und Reis gedeihen hier trefflich. Ein fernerer Vorzug der Philippinen ist das gänzliche Fehlen von grössern reissenden Tieren in den Wäldern, nur Schlangen und zahlreiche Krokodile in den Flüssen und Landseen kommen vor.«

Die Aldabra-Inseln schilderte Dr. Voeltzkow[1]). Sie liegen ca. 240 engl. Meilen nordöstlich von der Nordspitze Madagaskars unter 9° 30′ südl. Br. als ein ovales Atoll von ungefähr 20 Meilen grösster Dimension, das durch schmale Eingänge in drei Inseln zerlegt wird. Die Breite des die seichte Lagune umgebenden Landgürtels schwankt zwischen ein und zwei Seemeilen. Aldabra ist ein gehobenes Korallenriff, aus dessen Masse alle weichern Teile aus-

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau für Geographie 1898. **20.** p. 319.

gewaschen wurden, während die härtern stehen geblieben sind und schwer zu begehende, messerscharfe Kanten aufweisen. Es ist im Durchschnitte nur ein paar Meter über den höchsten Flutstand erhaben; nur vereinzelt finden sich einige Dünenbildungen bis zu 15 *m* Höhe. Der Korallenfels ist spärlich mit Gras bewachsen oder mit dichtem Busche bedeckt, der aber auch stellenweise zu parkartigen Beständen auseinandertritt. Der Busch wechselt in seinen einzelnen Teilen von $1^1/_2$ *m* bis zu 3—4 *m* hohen Beständen, zwischen denen aber der nackte Fels zu Tage tritt. Die Lagune ist zum Teil mit Mangrove umsäumt, während auf der Seeseite Casuarinen und Pandanus vorherrschen.

Während sonst überall der Korallenfels sich direkt aus dem Wasser erhebt, ist auf der Westseite eine Barre vorgelagert, die vollständig trocken läuft. Es tritt hier sanft ansteigender, mit Sand bedeckter Strand auf, der sich zu einer kleinen, 3—4 *m* hohen Düne erhebt, hinter der sich ein 2—3 *km* langer und 20—30 *m* breiter Streifen bessern Landes ausbreitet, auf welchem der Korallenfels teilweise durch eine dünne Humusschicht überlagert wird. Deshalb ist nach hier auch die Ansiedelung des Pächters der Inseln verlegt, welcher hauptsächlich Schildkrötenfang betreibt und hier Pflanzungen von Mais, Bataten, Kürbis, Tabak und verschiedenen Gemüsen angelegt hat.

Süsswasser giebt es auf Aldabra nur in einem kleinen, auf der Südostseite gelegenen und nie versiegenden Wasserloche von 2 *m* Durchmesser und 1—$1^1/_2$ *m* Tiefe, dessen Wasser aber stark verunreinigt und auch etwas brackisch ist. Sonst giebt es keine Wasserplätze, mit Ausnahme von Vertiefungen im Korallenfels, die sich bei Regen füllen, aber bald eintrocknen; dieselben liegen in der Nähe der erwähnten Ansiedelung, deren Bewohner aus ihnen ihren Wasserbedarf für die trockene Zeit sammeln.

Aldabra liegt im Bereiche der Passate und hat ein angenehmes Klima, da die kühlen Seewinde die Wärme nicht zur Empfindung gelangen lassen. Die Temperatur beträgt im Durchschnitte Mitte April bis Mitte Mai mittags 29—30° C. bei einer nächtlichen Abkühlung von 4—5°. Die Regenzeit beginnt im Dezember; jedoch treten noch im Mai häufig Regenschauer auf. Die trockene Zeit beginnt gegen den Juli.

Eine neue Insel ist an der Nordküste von Borneo entstanden [1]) gegenüber der Insel Labuan. Sie erhebt sich etwa 18 *m* über den Meeresspiegel und hat 200 *m* Länge bei 150 *m* Breite. Ihre Entstehung fand statt nach einem heftigen, in Nord-Borneo aufgetretenen Erdbeben. Aus zahlreichen Spalten der neuen Insel strömen heisse Dämpfe.

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau für Geographie 1898. 20. p. 234.

8. Das Meer.

Über das Eindringen des Lichtes in die Tiefen des Meeres verbreitete sich Dr. L. Linsbauer[1]). Er kommt zu dem Ergebnisse, dass unsere bisherigen Kenntnisse in dieser Beziehung überaus mangelhaft sind. Fragt man: wie weit dringt Licht einer bestimmten Farbe in das Wasser ein, so ist die Antwort: theoretisch bis in die grössten Tiefen. »Manche Thatsachen sprechen auch dafür, dass das Licht mindestens viel weiter eindringt, als man bisher annahm. Ausser physikalischen Analogien kommt da noch das Auffinden von gewissen Pflanzen und das Vorkommen von Tiefseetieren mit mächtiger Augenentwickelung in Betracht. Diese Umstände machen die Gegenwart, wenn auch nur von Spuren von Licht in jenen Regionen wahrscheinlich. Dieses Licht muss aber nicht Phosphoreszenzlicht sein, es könnten ja auch Reste des Tageslichtes soweit eindringen, da ja das Phosphoreszieren nicht spezifisch für die Bewohner der Tiefsee ist, sondern auch an der Oberfläche auftritt. Auf diese Weise giebt es vielleicht gar keine völlig lichtlose Region im Meere. Die thatsächliche, direkte Bestimmung, wie weit das Licht in das Wasser eindringt, hat diese untere Grenze mit fortschreitender Verfeinerung der Methode immer weiter hinausgerückt, so dass man sagen kann, dieselbe liegt (immer eine bestimmte Strahlengattung vorausgesetzt) unterhalb 500 *m* Tiefe. Die zweite, wichtigere Frage lautet: Wie gross ist die Lichtintensität an einer bestimmten Stelle? Auch hierüber giebt es nur rohe und angenäherte Angaben. In ca. 80 *m* Tiefe herrscht noch starkes Licht, bei 170 *m* ist dasselbe ungefähr gleich der Stärke des Sternenlichtes in einer klaren, mondlosen Nacht. Dem gegenüber steht die Behauptung, bei 4000 *m* sei die Beleuchtung so stark wie in unsern Vollmondnächten. Die Wichtigkeit der Beantwortung dieser Frage zunächst für das Verständnis der vertikalen Verbreitung der Wasserpflanzen liegt auf der Hand.

Die dritte Frage ist die nach der Farbe des Lichtes an einer bestimmten Stelle. Die Antworten darauf geben uns keinen sichern Aufschluss hierüber. Wenn auch wohl zuerst die roten Strahlen absorbiert werden, und die blauvioletten am tiefsten eindringen mögen, so gilt dies zunächst nur für die obersten Schichten. Wenn es sich um grosse Tiefen handelt, gehen die Meinungen weit auseinander.

Das Hauptergebnis ist also, dass wir von den Lichtverhältnissen des Wassers nur sehr wenig Sicheres wissen, obwohl wir viele einzelne Thatsachen kennen. Unsere Kenntnis erstreckt sich allerhöchstens auf die obersten Wasserschichten, lassen uns aber da, wo es sich um die Tiefsee handelt, sehr bald im Stiche. Auf den ersten Blick scheinen die Verhältnisse sehr einfach, komplizieren sich aber bei näherem Zusehen immer mehr.«

---

[1]) Vergl. Potoniés Naturw. Wochenschrift 1898. Nr. 30.

Verdunstung des Meerwassers und des Süsswassers. Beobachtungen hierüber hat E. Mazelle angestellt[1]) und veröffentlicht. In dieser Abhandlung wird auf Grund täglicher Ablesungen an zwei gleich konstruierten, in einer und derselben Thermometerhütte aufgestellten Wild'schen Verdunstungsmessern, von denen der eine mit Süsswasser, der andere mit Meerwasser gefüllt war, ein Beitrag geliefert zur Feststellung des Verhältnisses zwischen den Verdunstungen von Meerwasser (Salzgehalt 3.73 %) und Süsswasser.

Aus den Ergebnissen ist hervorzuheben, dass mit zunehmender täglicher Evaporation der Reduktionsfaktor (Quotient zwischen der Verdunstungshöhe des Süsswassers zu der des Meerwassers) sich immer mehr und mehr der Einheit nähert; so ist bei einer Süsswasserverdunstung von 0.3 *mm* dieser Reduktionsfaktor 1.43, während bei 6.3 *mm* täglicher Verdunstung der Faktor auf 1.10 heruntersinkt.

Es folgen sodann Untersuchungen über das Verhalten beider Verdunstungsgrössen unter dem Einflusse der verschiedenen meteorologischen Elemente, namentlich aber der Temperatur, der Windgeschwindigkeit und der relativen Feuchtigkeit. Die dabei besprochenen Veränderungen in der Verdunstung des Meerwassers erweisen sich vollkommen gleichartig mit denen der Süsswasserevaporation.

Die Zunahme der Verdunstung pro Temperaturgrad und pro Kilometer Windgeschwindigkeit resultiert beim Süsswasser grösser als beim Meerwasser, und analog zeigt bei der Zunahme der Feuchtigkeit die Verdunstung des Süsswassers eine grössere Verminderung als die des Meerwassers.

Jahres-Isothermen und -Isanomalen der Meeresoberfläche. Eine Untersuchung über deren Verlauf hat W. Köppen ausgeführt[2]). Zunächst hatte derselbe zu diesem Zwecke die normale Temperatur der Meeresoberfläche für jede geographische Breite festzustellen. »Solche Normalwerte liegen für das Wasser noch nicht vor, wohl aber für die Luft. Nun ist aber im Jahresmittel der Unterschied zwischen der Temperatur der Meeresoberfläche und der Luft darüber nur gering; wenn man kalte und warme Strömungen zusammenfasst und als Wasser- und Lufttemperatur die gewöhnlichen Bestimmungen an Bord der journalführenden Schiffe zu Grunde legt, so ist in der Nähe des Äquators die Meeresoberfläche nur 0.2° C. wärmer als die Luft[3]). Will man sich also auf das Jahresmittel beschränken, so kann man die Normaltemperaturen der Breitenkreise, welche für die Luft über dem Meere abgeleitet sind, mit geringen Korrektionen auch für die Wasseroberfläche als Norm nehmen, da sich die ent-

---

[1]) Anzeiger d. kais. Akad. d. Wiss. in Wien 1898. Nr. VII.

[2]) Annalen der Hydrographie 1898. p. 356.

[3]) Vergl. Köppen: »Temperaturen des Wassers und der Luft an der Oberfläche der Ozeane«. Annalen d. Hydrographie 1890. p. 445.

gegengesetzten Abweichungen in kalten und warmen Meeresströmungen bei diesen Mittelwerten annähernd ausgleichen.

Zenker's Normaltemperaturen der Meeresluft, sowie die Korrektionen zu deren Verwandlung in Wassertemperaturen giebt das folgende Täfelchen [1]):

Geographische Breite	0°	10°	20°	30°	40°	50°	60°	70°
Lufttemperatur . .	26.1	25.3	22.7	18.8	13.4	7.1	0.3	— 5.2
Korrektion	+0.2	+0.2	+0.3	+0.4	+0.5	+0.6	+0.9	—
Meerestemperatur .	26.3	25.5	23.0	19.2	13.9	7.7	1.2	—

Konstruiert man nach diesen Zahlen eine Kurve, so ergeben sich für die geraden Temperaturgrade folgende Normalbreiten:

Temperatur °C.	26°	24°	22°	20°	18°	16°	14°	12°	10°
Geogr. Breite	6.7°	16.7°	22.7°	27.8°	32.2°	36.2°	39.8°	43.2°	46.4°

Temperatur °C.	8°	6°	4°	2°	0°
Geogr. Breite	49.5°	52.5°	55.5°	58.5°	61.8°

Diese Normal-Isothermen ergeben auf der Karte ein System von geraden, dem Äquator parallelen Linien. Sind die Jahres-Isothermen der wirklichen Temperatur ebenfalls von 2° zu 2° C. gezogen, so ergeben die Schnittpunkte dieser beiden Liniensysteme ohne weiteres das Netz für die thermischen Isanomalen, gleichfalls von 2° zu 2° C. Denn die Schnittpunkte

wirkliche Isothermen	26, 24, 22, 20
Normal-Isothermen	24, 22, 20, 18

liegen z. B. sämtlich auf derselben Isanomale + 2°. Es genügt also, diese Punkte richtig zu verbinden, um ein Liniensystem zu erhalten, dessen Herstellung auf dem Umwege der Ableitung der Anomalie für eine genügende Zahl Punkte sehr zeitraubend und dabei minder sicher wäre.«

Eine Karte der Jahres-Isothermen der Temperatur des Wassers an der Oberfläche der Ozeane, die zu dieser Konstruktion zu brauchen wären, giebt es nicht.

Verf. hat daher eine solche Karte neu konstruiert, wobei er als Ausgangspunkt die beiden 1888 von Krümmel veröffentlichten Karten genommen und diesen Entwurf mit dem seit jener Zeit erschienenen Materiale verbessert hat. Diese neue Darstellung ergiebt nach den Ausführungen des Verf. folgendes:

»Zwischen 0° und 40° erstrecken sich die kalten Strömungen von den Westküsten der Kontinente, dem Passat folgend, von Südafrika und Südamerika als lange Zungen nach Westen. Nördlich vom Äquator sind die analogen Strömungen schwächer entwickelt, an der Küste der Sahara ist die Meerestemperatur nur wenig unter dem Normalwerte der Breite. In diesem Falle ist es wohl die ausserordentliche Wärme der speisenden warmen Strömung — des West-

[1]) Vergl. Zenker: »Der thermische Aufbau der Klimate«. Halle 1895. Nova Acta Leop.-Car. Ac. 67.

teiles des Ringes — die eine sehr niedrige Temperatur auch in diesem Zweige des Kreislaufes nicht zulässt. Dass Afrika und Australien keine so ausgedehnte kalte Strömung zeigen wie Südamerika, liegt wohl daran, dass diese Festländer schon bei 35° südl. Br. ihr Ende erreichen und daher der grossen, von den Weststürmen der »roaring fourties« getriebenen östlichen Strömung keine solche Barrière entgegenstellen, wie Südamerika. Der grosse Unterschied zwischen Afrika und Australien ist aber dabei auffallend.

Wo der stark entwickelte äquatoriale Gegenstrom des Stillen Ozeans die Westküste Mittelamerikas trifft, häuft er zwischen dem peruanischen und dem kalifornischen Kältegebiete eine erhebliche Fläche warmen Wassers auf; dass in der analogen Guinea-Strömung im Atlantischen kein entsprechendes Gebiet positiver Anomalie sich zeigt, liegt zum Teil an der nördlichern Lage des Gegenstromes im Stillen Ozeane, im Bereich niedrigerer Normalwerte, zum Teil vielleicht an der verschiedenen Grösse beider Ozeane. Für das kalte Küstenwasser an der Goldküste findet sich im Stillen Ozeane keine Analogie.

Jenen kalten Strömen symmetrisch gegenüber liegen in gleichen Breiten auf der Westseite derselben Ozeane warme, polwärts gerichtete Strömungen. Im Südatlantischen Ozeane halten einander beide die Wage, im Südpazifischen ist der kalte, im Südindischen der warme Strom mehr entwickelt. Ganz besonders aber ist das letztere auf der nördlichen Halbkugel, vor allem im Atlantischen Ozeane, der Fall. Golfstrom und Kuro Shiwo sind ihren kalten Gegenstücken auf den Ostseiten weit überlegen. Für den Gegensatz zwischen dem Süden und Norden in diesen beiden Ozeanen hat man, wahrscheinlich mit Recht, vor allem die im Süden weit offene, im Norden durch Landmassen sehr eingeschränkte Verbindung mit den beiden Eismeeren verantwortlich gemacht. Denn die leichte Verschiebbarkeit der Wasserteilchen bedingt es, dass zwischen zwei Wassermassen verschiedener Temperatur, die miteinander in offener Verbindung stehen, die wärmere kälter, die kältere wärmer wird, als wenn keine Verbindung zwischen ihnen bestanden hätte; selbst wenn keine ständigen Strömungen, sondern nur zufällig wechselnde Triften in gelegentlichen Stürmen zwischen ihnen bestehen. Wahrscheinlich ist es dieses selbe Prinzip, dem wir auch die Kälte des Meeresraumes zwischen Südgeorgien und Kerguelen, verglichen mit den gleichen Breiten zwischen den Auckland-Inseln und Kap Horn, zuschreiben müssen. Denn die grosse östliche Meeresströmung, welche in diesen südlichen Breiten die Erde umkreist unter dem Antriebe der »braven Westwinde«, wird hier mehr aus niedern, dort mehr aus höhern Breiten gespeist, eine Andeutung dafür, dass im Süden des Atlantischen und Indischen Ozeans das Meer weiter zum Pol hinaufreicht als im Süden des Stillen Ozeans.

Für die Erklärung der klimatologisch so interessanten viel höhern Wärme der Oberfläche des Nordatlantischen, verglichen mit dem

nördlichen Stillen Ozeane, genügt indessen dieses Prinzip noch nicht. Die Beobachtungen aus dem letztern sind allerdings ziemlich spärlich, und Verf. hat deshalb, um der Natur nichts Unwahrscheinliches anzudichten, die Temperaturen nördlich von 40° nördl. Br. um etwa 1° wärmer angenommen, als seine Quellen ergaben. Der Gegensatz zwischen den Ozeanen bleibt um so gesicherter bestehen. Die im allgemeinen nach NO fliehenden Westküsten Europas sind gewiss geeigneter, warme Wassermassen in höhere Breiten zu drängen, als die sie nach SO ablenkenden Küsten Nordamerikas. Allein warum ist auch im Westen der Golfstrom und seine Umgebung so viel wärmer als der Kuro Shiwo? Eine Auffassung, die viel Ansprechendes hat, geht dahin, dass die Lage der Ostspitze von Südamerika an der Stirn des südlichen Äquatorialstromes dazu führt, einen Teil ihres warmen Wassers auf die Nordhemisphäre hinüberzudrängen; der Überschuss an Oberflächenwasser, der auf diese Weise in den Nordatlantischen Ozean gelangt, müsste dann in der Tiefe zu seinem Ursprunge zurückfliessen, weil bei der Enge der Beringsstrasse ein anderer Rückweg nicht vorhanden ist, und ein Verbrauch durch Verdunstung nicht zur Erklärung ausreicht. Ausserdem zeigt die Karte aber deutlich, dass die den Kuro Shiwo speisenden Wasserflächen noch wärmer sind als jene des Golfstromes, und dass der entgegengesetzte Wärmeunterschied nördlich von 20° Breite erst dadurch bedingt wird, dass der Golf- und Antillenstrom seine Wärme viel weiter trägt als Kuro Shiwo und der Philippinen-Strom. Auf die Ursachen dieser für die Klimatologie äusserst wichtigen Verhältnisse kann hier nicht näher eingegangen werden.

Ein wesentlicher Zug in dem Bilde, das die Karte bietet, darf indessen nicht übergangen werden: das kalte Wasser, das sich an der Westkante dieser warmen Ströme zwischen sie und das Festland drängt. Es tritt nur auf, wo das betreffende Festland polwärts bis in die Zone der westlichen Winde sich erstreckt, also an den Ostküsten von Asien, Nordamerika und Südamerika; der Agulhas-Strom und der ostaustralische Strom berühren die Küste. Wir haben es also, wenigstens in 38° bis 45° Breite, grossenteils mit dem Aufquellen von Tiefenwasser unter der Wirkung ablandiger Winde zu thun. In der That ist diese Wirkung hier weit mehr zu gewärtigen als bei Peru und Benguela; denn während bei den letztern die am Platze herrschende Windrichtung der Küste parallel geht, wehen an den Ostküsten Asiens und Nordamerikas in diesen Breiten während der kalten Jahreszeit heftige und anhaltende NW-Winde quer von der Küste ab, die durch die schwachen südlichen Winde des kurzen Sommers durchaus nicht ausgeglichen werden; an der patagonischen Küste sind die ablandigen W-Winde das runde Jahr hindurch vorherrschend. In einigem Abstande von der Küste trifft dieses emporgequollene Wasser den warmen Strom und taucht es wieder hinab, so dass die östliche Trift auf dem offenen Ozeane nicht von ersterem, sondern von letzterem gespeist wird. Jenseits 44° Breite tritt sodann,

begünstigt durch das Zurückweichen der Küsten nach NW, eine durch die nördlichen Winde der Nordwestseite der Island-, bezw. Aleuten-Cyklone getriebene wirkliche Südströmung kalten Wassers hinzu: der Labrador- und Ostgrönland-Strom, sowie die Strömungen bei den Kurilen u. s. w.

Dem Emporquellen des Tiefenwassers an der Ostküste der Vereinigten Staaten steht das Hinabdrängen des Oberflächenwassers in die Tiefe durch die auflandigen Winde an den Westküsten Europas gegenüber, das sich durch die ausserordentliche Dicke der Schicht warmen Wassers an diesen Küsten verrät.«

Die Bedeutung des Golfstromes für das Winterklima in Mittel- und Nordwest-Europa ist von Dr. Meinardus dargestellt worden[1]. »Es ist«, sagt er, »eine lange bekannte Thatsache, dass der normale Winter in unsern Gegenden milder ist als irgendwo sonst unter gleicher Breite auf der nördlichen oder südlichen Hemisphäre. Nirgends haben in diesem Abstand vom Äquator die Winter-Isothermen so hohe Werte, nirgends ist die positive Wärme-Anomalie so gross wie bei uns und über dem Meere im NW unseres Erdteils[2]. Welche Wärmequelle, so fragen wir, bewahrt uns im Winter vor den eisigen, lebensfeindlichen Kältegraden, welche unter gleicher Breite Sibirien und Kanada heimsuchen und die Küsten Labradors und des Ochotskischen Meeres, die Mündung des St. Lorenz- und Amurstroms fast den grössern Teil des Jahres in einen undurchdringlichen Eispanzer hüllen? Welche Wärmequelle verschafft der Nordküste Norwegens unter 70° Br. einen Winter, der so milde ist, wie der des mittlern Mississippithals bei St. Louis unter 38° Br. und der des untern Hwangho in 35° Br.? Wie kommt es, dass im Januar die Isotherme von — 20° fern vom Atlantischen Ozeane jenseits des Ural nordsüdlich verläuft, ohne Europa zu berühren, während dieselbe Isotherme jenseits des Atlantischen Ozeans in der Breite Hamburgs von Westen nach Osten verlaufend, den ganzen Norden des amerikanischen Festlandes dem Gebiete strengster Kälte zuweist?

Es ist der Golfstrom, so hört man auf diese seit den Tagen Franklin's und Humboldt's oft erörterten Fragen antworten, — es ist der Golfstrom, der, die Küsten Westeuropas bespülend, im Winter uns die Wärme spendet, die er in niedern Breiten unter steilerer Sonne empfangen. Aber wie ist es möglich, dass sich der Einfluss dieser mächtigen warmen Meeresströmung im Westen auf die Temperaturverhältnisse fast eines ganzen Kontinents erstreckt? Die Nähe der Meeresströmung allein kann nicht dafür massgebend sein. Denn der Golfstrom berührt ja fast auch die amerikanische Ostküste, seine

---

[1] Zeitschr. d. Ges. f. Erdkunde in Berlin 1898. 33. Nr. 3. p. 183.

[2] Man vergl. die Isanomalenkarte für Januar in Berghaus' Physikalischem Atlas Nr. 28.

Temperatur ist dort in einer südlichern Breite sogar noch bedeutend höher als im Nordmeer, und doch herrscht bis dicht an die Küste eine strenge kontinentale Winterkälte. Eine notwendige Bedingung für eine weitreichende Wärmewirkung von Meeresströmungen sind von ihnen ausgehende Luftströmungen; wo diese fehlen, beschränkt sich der Wirkungsbereich jener auf ihre unmittelbare Umgebung. Die Richtung der Luftströmungen wird aber durch die Luftdruckverteilung und diese in höhern Breiten vorwiegend durch die Anordnung von Wasser und Land bestimmt. Über den Kontinenten lagern im Winter Luftdruckmaxima, über den relativ warmen Meeren Luftdruckminima. Mitteleuropa liegt auf der Südostseite eines ozeanischen Minimums, wir haben Winde aus dem südwestlichen Quadranten, sie tragen uns die Golfstromwärme zu. Die amerikanische Ostküste liegt auf der Südwestseite desselben ozeanischen Minimums, dort wehen die Winde aus NW, aus den eisigen Gegenden der amerikanischen Arktis, in wenigen hundert Kilometern von dem wärmsten Meeresstrome der Erde lassen sie im Winter ein Land wie Labrador in Schnee und Eis veröden.

Wir haben also den warmen Golfstrom im Westen und die südwestlichen Winde als die gemeinschaftliche Hauptbedingung unseres gemässigten Winterklimas anzusehen. Eine eingehendere Betrachtung der Verhältnisse lehrt nun aber, dass der Golfstrom gerade im Winter eine relativ hohe Wärme hat, und dass mittelbar der Verlauf der Küstenlinien und die vertikale Gliederung unseres Kontinents im Westen und Norden im Winter eine Ausbreitung der Golfstromwärme durch die Luftströmungen nach Osten in hohem Masse begünstigen.

Die primäre treibende Kraft des Golfstromes liegt in der Tropenzone des Atlantik. Durch die NO- und SO-Passate wird daselbst eine kräftige und breite Westdrift erzeugt, welche zum Teil in das Karaibische Meer eindringt, zum Teil aber ausserhalb des mittelamerikanischen Inselbogens bleibt und allmählich nach Norden abgelenkt wird. Die Wassermassen, welche in das Karaibische Meer gedrängt werden, strömen durch die Yukatan-Strasse in den Golf von Mexiko und entweichen aus diesem in reissender Strömung als Floridastrom durch die Floridastrasse nach dem offenen Ozeane. Hier treffen sie mit der erwähnten nördlichen Abzweigung der äquatorialen Westdrift, dem sogenannten Antillenstrome, zusammen, und beide Strömungen setzen nun als eine einzige, grosse, hochtemperierte Wassermasse unter dem Namen »Golfstrom« längs der nordamerikanischen Küste nord- und nordostwärts bis zum 40° nördl. Br. In dieser Breite gelangen sie in das Gebiet der vorwiegend westlichen Winde; sie erhalten dadurch einen neuen Antrieb und bewegen sich nun, fächerförmig auseinandergehend, nordostwärts und ostwärts gegen die ganze Breite der europäisch-atlantischen Küsten. Der nordöstlich gerichtete Arm greift weit in die nordwest-europäischen Meere und das nördliche Eismeer ein, der östliche Arm biegt vor der Küste

Spaniens südwärts zum Äquator zurück, um für die von der Westdrift fortgeführten Wassermengen Ersatz zu leisten.

Die beiden Quellströme dieser warmen nordatlantischen Wasserbewegung, der Florida- und Antillenstrom, haben nun die bemerkenswerte Eigentümlichkeit, dass sie, auch nach ihrer Vereinigung nördlich der Bahama-Inseln, das Maximum ihrer Geschwindigkeit und Temperatur auf der linken Seite haben. Für den Floridastrom folgt dieses Verhalten aus den Reliefformen des Meeresbodens, für den Antillenstrom aus der Thatsache, dass seine linke Flanke, solange sie noch einen Teil der äquatorialen Westdrift bildete, unter der Wirkung kräftigerer Passate stand, und dass sie aus südlichern, wärmern Gegenden stammt als der innere Bogen der Strömung, der dem windstillen und bewegungslosen Sargasso-Meere näher liegt.

Dass die thermische und dynamische Achse des Golfstromes nach links verschoben ist, muss mittelbar für das europäische Klima von grossem Vorteile sein. Denn, sobald der Golfstrom südlich von Neufundland nach Osten umbiegt, wird die an Wärmeführung und Geschwindigkeit bevorzugte linke Seite naturgemäss zum nördlichen Teil der Strömung. Gerade dieser aber ist es, der dann unter dem Zwange der südwestlichen Winde nordostwärts gegen die nordwesteuropäischen Küsten fortgeführt wird. Aus dieser Thatsache, deren Bedeutung meines Wissens noch nicht hervorgehoben wurde, folgere ich, dass die Bedingungen für eine relativ grosse und schnelle Wärmezufuhr aus südlichen in unsere Breiten durch den Golfstrom ausserordentlich günstig sind.

Man darf wohl annehmen, dass die soeben erwähnte seitliche Lage der Golfstromachse an der amerikanischen Küste und inmitten des Ozeans während des ganzen Jahres erhalten bleibt, weil sich die Verhältnisse nicht ändern, welche jene Lage bedingen. Indessen giebt es verschiedene Gründe, welche dafür geltend gemacht werden können, dass gerade im Winter eine bedeutende Vermehrung der Geschwindigkeit und also auch eine relative Vergrösserung des Wärmetransports durch den Golfstrom in unsere Breiten stattfindet. Über dem Nordatlantik, zwischen der Küste Nordamerikas und Europas und über dem Nordmeere unterliegt nämlich die Windstärke einer jährlichen Periode von beträchtlichem Ausmasse, und zwar tritt das Maximum der Luftbewegung gegen Ende des Jahres ein, während das Minimum auf den Monat Mai und die Sommermonate fällt. Die Richtung der vorherrschenden Winde ist in diesen Breiten des Ozeans gleichzeitig einer geringen Schwankung unterworfen, im Winter ist sie südwestlich, im Sommer westlich. Diese Windverhältnisse können nicht ohne Einfluss auf die Stärke und Richtung der Meeresströmungen bleiben. Im Winter wird unter dem vermehrten Drucke der südwestlichen Winde der Golfstrom eine Beschleunigung erfahren, welche die Wärmezufuhr relativ vergrössert. Im Sommer dagegen wird bei der verringerten Windgeschwindigkeit nicht nur die Kraft der Strömung nachlassen, sondern es wird auch wegen

der mehr westlichen Richtung der vorherrschenden Winde die Wasserbewegung eine östlichere Richtung annehmen: der Wärmetransport nach Nordosten wird also relativ kleiner sein. In der That sieht man auf den Isothermen-Karten der Meeresoberfläche für Januar und Juli, dass in jenem Monate die Isothermen viel stärker nach Nordosten ausgebaucht sind, was auf eine sehr energische Wasserbewegung hindeutet, während im Juli die thermische Bedeutung des Golfstromes kaum noch an einer geringen Verschiebung der Isothermen nach Norden bemerkbar ist. Um so erfolgreicher können die kalten Polarströmungen östlich und westlich von Island Vorstösse nach Süden machen.

Ausser der grössern Windstärke und günstigern Windrichtung im Winter kommt ferner ein anderer, bisher wohl kaum beachteter Umstand in Betracht, welcher die Wärmeführung des Golfstromes im Winter relativ erhöhen, im Sommer relativ vermindern muss. Das Wasser, welches im Winter unsere Küsten erreicht, war im Herbst und Sommer in einer südlichern Breite; es trägt also nicht nur die Wärme der niedrigern Breite, sondern auch die einer wärmern Jahreszeit mit sich. Dagegen befand sich das Wasser, welches im Sommer in unsere Breiten gelangt, im Frühling und Winter südlicher: es trägt demnach die Wärme einer südlichern Breite, aber einer kältern Jahreszeit mit sich. Im ersten Falle haben wir einen relativen Wärmeüberschuss, im zweiten einen Wärmeausfall. Die Winterwärme des Golfstromes wird relativ vermehrt, die Sommerwärme verringert.

Beiläufig bemerkt wird dieser Einfluss der Jahreszeiten-Verschleppung in äquatorwärts gerichteten Strömungen gerade in derselben Weise wirksam. Denn im Sommer kommt zu dem abkühlenden Einflusse der höhern Breite, aus der die Strömung stammt, die Wirkung der kühlern voraufgehenden Jahreszeit hinzu, im Winter wird derselbe Einfluss der höhern Breite zum Teil durch die höhere Wärme der voraufgehenden Jahreszeit aufgehoben.

Wir haben gesehen, wie die linksseitige Lage der Wärmeachse des Golfstromes, die jährliche Periode der Windrichtung und Stärke, die Wärmeverschleppung von einer Jahreszeit zur andern günstige Bedingungen für eine möglichst grosse Wärmezufuhr durch den Golfstrom im Winter schaffen. Um so grösser wird nun aber dadurch in unsern höhern Breiten der Gegensatz der Meerestemperatur zu der Temperatur des gleichzeitig stark erkalteten europäisch-asiatischen Festlandes. Solche Gegensätze pflegen über der gemässigten Zone, wie schon erwähnt, in der Luftdruckverteilung derartig zum Ausdrucke zu kommen, dass sich über den wärmern Teilen der Erdoberfläche eine Luftauflockerung und Luftdruckerniedrigung, über den kältern eine Luftverdichtung und Luftdruckerhöhung zeigt. Im Winter verläuft dementsprechend eine östlich von Neufundland beginnende Luftdruckfurche nordostwärts parallel der Achse der warmen Golfströmung bis in das nördliche Eismeer,

wo sie sich dicht an die europäische Küste legt. Über den breiten Flächen des grossen Kontinents im Osten lagert dagegen eine Anticyklone, deren Kern im östlichen Sibirien fast mit dem Kältepol zusammenfällt. Von dort erstreckt sich ein allmählich schmäler werdender Luftdruckrücken nach WSW durch das südliche Sibirien und Russland nach den Alpen, gegen welche anderseits das Azorenmaximum von den Rossbreiten des Atlantischen Ozeans her einen schmalen Ausläufer vorschiebt. Diese in grossen Zügen gezeichnete Luftdruckverteilung beherrscht die Richtung der Luftströmungen über dem nordalpinen Europa und nördlichen Asien während der ganzen kältern Jahreshälfte. Nördlich von der »grossen Achse des Kontinents«, welche die Kammlinie des erwähnten Luftdruckrückens bezeichnet, sind die Luftdruckgradienten überall gegen Teile des europäischen Nordmeeres und nördlichen Eismeeres gerichtet. Infolgedessen überflutet ein breiter südwestlicher Luftstrom vom Ozeane her das nördliche und mittlere Europa und spendet uns die Wärme und Feuchtigkeit, die er über dem warmen und feuchten Meere aufgenommen hat.

Es leuchtet ohne weiteres ein, dass die Stärke der vom Meere kommenden Winde von Bedeutung für die Grösse ihrer Wärmewirkung ist. Stärkere Winde erleiden einen geringern Wärmeverlust auf ihrem Wege als schwächere. Ausserdem wird durch jene in derselben Zeiteinheit eine grössere Wärmemenge an einem Orte vorübergeführt als durch diese. Der kontinentalen Abkühlung wird also im Bereiche ozeanischer warmer Winde um so mehr entgegengewirkt, je stärker dieselben sind.

Der Luftdruckunterschied zwischen dem festländischen Maximum und ozeanischen Minimum wächst vom Herbst ab mit der Jahreszeit und wird am grössten, wenn die Temperaturgegensätze zwischen Land und Meer am bedeutendsten sind, d. h. im Januar. Die Windstärke verhält sich wie die Luftdruckdifferenz und erreicht demnach auch ihr Maximum um Mitte des Winters. Wir haben hier ein neues Moment, welches auf die Temperaturverhältnisse des Golfstromes und unser Klima im Winter günstig einwirkt. Die südwestlichen Winde beschleunigen den Golfstrom und vergrössern seine Wärmeführung gerade dann am meisten, wenn die kalte Jahreszeit ihre Rechte am stärksten zur Geltung zu bringen sucht. Ferner ist die Wärmezufuhr durch die Luftströmungen landeinwärts gerade am grössten im kältesten Monat, so dass auch dadurch die Strenge unseres Winters vermindert wird.

Es muss besonders hervorgehoben werden, dass wir die Breite des ozeanischen südwestlichen Luftstromes über unserem Kontinente mittelbar dem Küstenverlaufe Nordwest- und Nordeuropas verdanken, und damit kommen wir auf diejenigen geographischen Bedingungen unseres Winterklimas, welche in der horizontalen und vertikalen Gliederung unseres Erdteiles begründet sind. Die nach Nordosten zurückweichende Küste Norwegens und ihre Umbiegung nach Osten

am Nordkap gestattet dem Golfstrome, seine warmen Wasser bis in das nördliche Eismeer zu tragen. Eine Folge davon ist, dass die erwähnte nordatlantische Luftdruckfurche einen zungenförmigen Ausläufer um das Nordkap ostwärts vorstreckt. Diese Luftdruckverteilung bewirkt nun aber eine Verbreiterung des südwestlichen Luftstromes nach Osten, so dass auch Mitteleuropa und die Ostseeprovinzen in das ozeanische Regime einbezogen werden.

Es ist lehrreich, sich einmal vorzustellen, die Küste Norwegens verliefe vom Nordkap aus nicht nach Osten, sondern nach Norden oder Nordwesten. Dann würden Mitteleuropa und die Ostseeküsten vollkommen dem wärmenden Einflusse des Golfstromes entrückt sein; denn statt südwestlicher würden vielmehr südöstliche und kontinentale Winde wehen, welche uns die Kälte der russischen Steppen zutrügen. Es kommt gelegentlich in der Witterungsgeschichte unseres Erdteiles vor, dass das Minimum im nördlichen Eismeere aus irgend welchen Gründen einige Zeit verschwindet und die Furche niedrigen Luftdruckes, welche den Golfstrom begleitet, sich auf das Nordmeer beschränkt. In solchen Fällen haben wir stets starke Abkühlung bei Winden kontinentalen Ursprunges, und einige der strengsten Wintermonate gehören zu diesem Typus der Luftdruckverteilung.

Dass der Küstenverlauf Europas ferner auch insofern eine günstige Wirkung auf unser Winterklima hat, als er dem Meere gestattet, tief in den Kontinent einzugreifen und in seiner Umgebung die Wärmeextreme zu mildern, bedarf nur einer beiläufigen Erwähnung.

Ferner braucht auch nur kurz darauf hingewiesen zu werden, dass die vertikale Gliederung Europas im Westen eine derartige ist, dass sie dem Eindringen der feuchten, warmen ozeanischen Luft kein Hindernis bietet. Ohne ihres Feuchtigkeitsgehaltes an einem etwa meridional verlaufenden Gebirgszuge beraubt zu werden, kann die Luft bis weit nach Osten eine dichte Wolkendecke ausbreiten, welche wie ein Pelz die winterliche Ausstrahlung verhindert. Ein hohes Randgebirge im Westen hätte dagegen die Wirkung, dass Mittel- und Nordeuropa mit Ausnahme der Küste einem exzessiven trockenen und kalten Winterklima preisgegeben würde.

Diese Behauptungen über den Einfluss der horizontalen und vertikalen Gliederung Europas entbehren weniger einiger thatsächlichen Begründung, als man annehmen sollte, sie beruhen auf Erfahrungsthatsachen, welche die vergleichende Klimatologie an die Hand giebt.

Das Winterklima von Westcanada und Alaska legt ein beredtes Zeugnis dafür ab, wie sehr der Wirkungsbereich einer warmen Meeresströmung mittelbar von dem Küstenverlaufe und den Erhebungsverhältnissen des benachbarten Festlandes abhängig ist. Das Analogon unseres Golfstromes im nordpazifischen Ozeane, der warme Kuro Shio, der die Nordwestküste Nordamerikas bespült, ist mit Ausnahme einer schmalen Küstenzone für das Winterklima des benachbarten Landes

ganz belanglos. Denn das Land dehnt sich nordwest- und westwärts gegen die Beringstrasse hin aus und weicht nicht wie in Europa nach Osten zurück, so dass dort keine Erweiterung des nordpazifischen Minimums nach Osten bis in den Norden des Kontinents stattfindet, und keine südwestlichen Winde wehen, welche die Wärme des Meeres landeinwärts tragen könnten. Ferner schlägt das Küstengebirge die Feuchtigkeit der Luft nieder, das Land hinter dem Kaskadengebirge bleibt trocken und kalt, unfruchtbar und menschenarm in einer Breite, wo in Europa die höchste Kultur blüht. Nur die Goldfunde der jüngsten Zeit vermögen vorübergehend Menschen in jene Einöde zu locken.«

Weiterhin bespricht Meinardus die unperiodischen Schwankungen unseres normalen Winterklimas und den Einfluss der Schwankungen der Golfstrom-Temperatur von Jahr zu Jahr, worüber an anderer Stelle dieses Jahrbuches berichtet wird.

Die Gezeitenerscheinungen im englischen Kanale und in dem südwestlichen Teile der Nordsee behandelte Prof. C. Börgen [1]) in ihrem Verlaufe nach Zeit und Höhe und in den mit ihnen verbundenen Strömungen und giebt auf Grund der Wellentheorie der Gezeiten eine Erklärung der thatsächlichen Eigentümlichkeiten derselben. Zunächst giebt er eine Tabelle der Hafenzeiten und Flutwechsel bei Springflut für eine Anzahl der dort befindlichen Küstenpunkte, und es fällt zunächst auf, dass im englischen Kanale der Flutwechsel bei Springflut im allgemeinen an der französischen Küste grösser ist als an der englischen, und dass derselbe in der normannischen Bucht (St. Malo 10.7, Les Minquiros 10.9, Cancale 11.5, Granville 11.7 *m*) zu ganz ungewöhnlicher Höhe anwächst, eine Erscheinung, welche sich an der englischen Ostküste in dem tief ins Land schneidenden Meerbusen The Wash, wo bei Lynn ein Springflutwechsel von mehr als 7 *m* beobachtet wird, in geringerem Masse wiederholt. An den Aussenküsten des in Frage stehenden Gebietes bemerkt man ein abwechselndes Grösser- und Kleinerwerden des Springflutwechsels; ferner ziemlich hohe Flutwechsel im Westen des Gebietes, welche zwischen Portland Bill und Poole einer- und den Casquets bis Kap La Hague anderseits bis zu einem Minimum abnehmen, von hier aus nach Osten zu wieder wachsen, um bei Hastings einer- und Tréport anderseits ein Maximum zu erreichen. Weiter nimmt der Flutwechsel nach Osten, bezw. Norden stetig ab und erreicht bei Great Yarmouth einer- und Texel anderseits neuerdings ein Minimum, während weiter nördlich, bezw. östlich erheblich grössere Flutwechsel verzeichnet werden.

Die Hafenzeiten wachsen sowohl im Kanale wie längs der belgisch-niederländischen Küste von Westen nach Osten, während sie längs der englischen Ostküste von Norden nach Süden grösser

[1]) Annalen der Hydrographie 1898. p. 414. 462.

werden, wobei die Geschwindigkeit, mit welcher die Hafenzeit sich ändert, in verschiedenen Teilen des Gebietes recht verschieden ist. Die englische Küste hat von Selsea Bill bis Dover ziemlich gleichzeitig Hochwasser, während an der gegenüber liegenden französischen Küste eine regelmässige Zunahme der Hafenzeiten beobachtet wird, und an der holländischen Küste von Hoek van Holland bis Texel das Fortschreiten der Hafenzeiten sehr auffallend ungleichmässig ist.

An verschiedenen Orten bei der Insel Wight finden wir zwei Hochwasserzeiten angegeben, und zu Havre, dass das Hochwasser mehrere Stunden anhalte. An den Orten in der Nähe der Insel Wight werden zwei gleich hohe Hochwasser beobachtet, welche durch ein geringes Fallen des Wassers voneinander getrennt sind, in Havre steigt das Wasser rasch bis nahe auf seinen höchsten Stand, erreicht diesen sehr langsam, indem es noch einige Zentimeter oder Dezimeter steigt, worauf es ebenso langsam zu fallen beginnt, um endlich rasch den niedrigsten Stand zu erreichen.

Besondere Eigentümlichkeiten finden wir auch in den Gezeiten an der niederländischen Küste.

In Hoek van Holland tritt bei Springflut (d. h. etwa in der Zeit von einem Tage vor bis fünf Tage nach Neu- und Vollmond) ein doppeltes Niedrigwasser ein, d. h. das Wasser fällt in $4^h\,54^m$ von seinem höchsten Stande stetig bis zu einem ersten Niedrigwasser, steigt dann wieder um 10—18 *cm*, selten bis 25 *cm*, bis es ein sekundäres Maximum um $6^h\,6^m$ nach Hochwasser erreicht; hierauf fällt es wieder bis $7^h\,52^m$ nach Hochwasser, wo es zum zweiten Male seinen niedrigsten Stand erreicht, worauf es stetig bis zum nächsten Haupthochwasser ansteigt. Die kleine Anschwellung, welche die beiden Niedrigwasser trennt, wird in Holland der »Agger« genannt. Der Agger verschwindet in der Zeit der Nippfluten, und dann tritt ein einziges Niedrigwasser um $7^h\,10^m$ nach Hochwasser auf. Auch die Jahreszeit und die Mondparallaxe haben auf die mehr oder minder ausgeprägte Ausbildung der Erscheinung Einfluss. Als normales Niedrigwasser wird das zweite (spätere) Minimum des Wasserstandes angesehen. In Ymuiden tritt der Agger nicht mehr zur Zeit des Niedrigwassers ein, sondern erheblich früher, nämlich ungefähr $5^h\,1^m$ nach Hochwasser (also $1^h\,5^m$ früher als in Hoek van Holland). Nachdem das Wasser in etwa $4^h\,2^m$ ungefähr auf 14 *cm* unter seinen mittlern Stand gefallen ist, beginnt es wieder zu steigen und erreicht $5^h\,1^m$ nach dem Haupthochwasser oder 59^m nach dem ersten Niedrigwasser wieder ein Maximum, welches etwa 10 *cm* höher ist als der erste Niedrigwasserstand, worauf es bis zum normalen Niedrigwasserstande abfällt. Zu gewissen Zeiten findet nach dem normalen Niedrigwasser nochmals eine sehr geringe Erhebung des Wasserstandes und ein nochmaliges Fallen des Wassers bis zum sogenannten »verspäteten« Niedrigwasser statt. Im Helder hat sich der Agger bis zum Hochwasser verschoben, d. h. wir haben die Erscheinung, dass ausser dem normalen Hochwasser ungefähr

$2^h\,50^m$ später noch ein zweites, eben der Agger, eintritt, welches durch ein Fallen des Wassers um einige Zentimeter von dem ersten geschieden ist. Zierikzee hat doppeltes Hochwasser, Brouwershaven doppeltes Niedrigwasser (mit dem Agger zwischen beiden), und Hellevoetsluis hat doppeltes Hoch- und doppeltes Niedrigwasser.

Die Strömungen, welche mit den Gezeiten verbunden sind, stellt Börgen an der Hand der von Carl H. Seemann (1897) entworfenen Stromkarten für den englischen Kanal dar, worüber auf das Original verwiesen werden muss.

Die Bedeutung der Flaschenposten für die Ermittelung der Meeresströmungen war Gegenstand einer Studie von Dr. G. Schott [1]). Dieselbe erstreckt sich auf das bis Ende 1896 bei der Deutschen Seewarte eingegangene Material und giebt zunächst einen historischen Überblick über den Gegenstand.

Unter den verschiedenen Hilfsmitteln, sagt Verfasser, welche man anwendet, um Richtung und Geschwindigkeit von Meeresströmungen festzustellen, ist jedenfalls eines der ältesten die sogenannte »Flaschenpost,« d. i. ein in eine Flasche gesteckter Zettel, welcher Datum und Ort der Abgangsstelle enthält, und auf welchem der Finder später ebenfalls Datum und Fundstelle anzugeben gebeten wird. Die Anwendung dieser Methode der Strombeobachtungen geht, soweit augenblicklich nachweisbar ist, bis zum Anfange dieses Jahrhunderts zurück, indem das englische Schiff »Rainbow« 1802 einige Flaschen auswarf, »in der Absicht, die Bestimmung von Meeresströmungen dadurch zu fördern.« Es ist aber nicht anzunehmen, dass dies gerade der allererste Versuch gewesen ist; damit erhalten wir für diese Flaschenexperimente ein Alter von rund 100 Jahren.

Nur die Verwendung der Wassertemperatur zur Ermittelung von Strömungen ist sehr viel älter als die Flaschenpost; schon 1606 giebt der Franzose Lescarbot auf einer Reise nach der Ostküste Nordamerikas an der Hand von Temperaturmessungen Grenzen für das kalte Wasser der Neufundlandbänke und das warme Wasser des Golfstromes an.

Fast alle Flaschenposten, welche am Anfange dieses Jahrhunderts abgesandt wurden, sind im Bereiche des Golfstromes, soweit darüber Nachrichten vorliegen, ausgeworfen worden; es war eben diese in jeder Beziehung hervorragendste Meeresströmung, welche, noch dazu in einem sehr befahrenen Meeresteile sich ausdehnend, besonders zu dem Experiment der Absendung von Treibkörpern angelockt hat.

1837 veröffentlichte Heinrich Berghaus, als der Erste in Deutschland, in dem ersten Bande seiner »Allgemeinen Länder- und Völkerkunde« (p. 535) ein Register der 21 ihm bis dahin bekannt gewordenen Flaschenreisen, legte auch in seinem »Physikalischen Atlas« mehrere interessante Flaschenposten kartographisch nieder, darunter eine höchst merkwürdige, ja rätselhafte Trift, welche, etwa 120 Sm. südwestlich vom Kap Farewell abgesandt, auf Teneriffa gefunden worden ist.

In England hatte der verdienstvolle Rennell schon mehrere Jahre früher für sein von ihm selbst freilich nicht mehr herausgegebenes Hauptwerk: »An Investigation of the currents of the Atlantic Ocean«, solche Flaschentriften gesammelt und teilweise in die Stromkarten eingetragen, aber auch er hat keine eigentliche Flaschenpostkarte gezeichnet. Wie J. G. Kohl in seinem Buche über den Golfstrom mitteilt, war es ein Franzose Dayssy, welcher zuerst versuchte, eine Reihe von solchen Triften synoptisch auf einer »Flaschenkarte zu vereinigen; wo diese Karte, welche

[1]) Archiv der Deutschen Seewarte. XX. Jahrgang. Nr. 2.

Ende der dreissiger Jahre entworfen sein dürfte, veröffentlicht ist, wird nicht mitgeteilt.

Sehen wir daher von Dayssy ab, so hat A. B. Becher, Commander R. N., 1843 zuerst eine wirkliche »Flaschenkarte« für den Nordatlantischen Ozean im »Nautical Magazine« publiziert; es standen ihm damals schon 119 lediglich zu diesem wissenschaftlichen Zwecke der Stromuntersuchung ausgeworfene Flaschenzettel zur Verfügung, und er hat durchweg Abgangsort und Fundort mittels einer geraden Linie verbunden, auch wenn sie stellenweise über festes Land verläuft, hat also nicht, wie es jetzt meist geschieht, die Linienführung der anderwärts bekannten Verlaufsrichtung der Strömungen angepasst.

1852 gab Becher seine Flaschenkarte des Jahres 1843 mit Nachträgen bis Novemher 1852 wieder heraus, und diese vervollständigte Karte lässt schon, man mag noch so vorsichtig und reserviert die Triften beurteilen, erkennen, dass sehr wohl unter gewissen Voraussetzungen recht nützliche Anschauungen über Strömungen durch solche Darstellungen vermittelt werden können. Es wird offenbar der Nutzen immer grösser, je besser wir auf Grund anderer Quellen über die Strömungen eines Ozeans schon orientiert sind, da man dann die wahrscheinliche Richtung einer Trift mit vergleichsweisse grosser Sicherheit in den meisten Fällen eintragen kann und somit die ausserdem auftretenden Momente, wie Geschwindigkeit, Bevorzugung gewisser Küsten u. s. w. als neue Ergebnisse dabei resultieren.

1868 hat dann Dr. G. Neumayer in einem kleinen Aufsatze in Petermann's »Geographischen Mitteilungen« ausser allgemeinen Betrachtungen eine Besprechung einer besonders langen Flaschenreise gegeben; dabei ist, soweit wir sehen, zum erstenmal der sehr glücklich gewählte Ausdruck »Flaschenpost« gebraucht.

Zwei Jahre später kommt A. Petermann in seiner grossen Arbeit über den Golfstrom auch auf die »Flaschentriften« (bottle experiments) zu sprechen, und zwar gelangt er zu einer wenig günstigen Beurteilung der Stromflaschen, wobei er u. a. auf den von Admiral Irminger in demselben Hefte betonten, aber gar nicht neuen Gesichtspunkt sich stützt, dass die Flaschen mehr der Wirkung des Windes als des Stromes unterliegen sollen.

Unterdessen war man an verschiedenen Instituten zu der Ueberzeugung, gelangt, dass bei Anwendung der gehörigen Vorbehalte sehr wohl nützliche Bereicherungen unserer Kenntnisse über die Meeresströmungen der Oberfläche möglich seien, wenn man umfassende Sammlungen von solchen Triften veranstalte und dieselben dann einer wissenschaftlichen Sichtung unterziehe. Daher wurde in Sonderheit von seiten der Deutschen Seewarte in Hamburg seit 1878 die Ausgabe von Formularen, d. h. vorgedruckten Flaschenpostzetteln organisiert, damit die Schiffer jeden Augenblick ein solches passendes Blatt, auf dem nur wenige Zahlen und Namen nachzutragen sind, zur Hand haben.

In ähnlicher Weise ging das Hydrographische Bureau der Vereinigten Staaten in Washington vor, dasselbe sendet auch gelegentlich Abschriften von besonders interessanten Flaschentriften nach Hamburg, wie umgekehrt die Seewarte solche nach Washington.

Die Seewarte hat bisher zwar alle eingegangenen Flaschenpostzettel sorgfältig aufgehoben, auch die wahrscheinlichen Triften berechnet und in den »Annalen der Hydrographie« von Zeit zu Zeit abgedruckt, aber »Flaschenkarten« sind von hier aus noch nicht veröffentlicht worden, wenn schon eine bis 1887 reichende Manuskriptkarte der im Bereiche des Nord- und Südatlantischen Ozeans abgesandten Flaschen vorhanden ist.

Die Amerikaner haben 1891 als Beilage der Juli-Ausgabe der »Pilot Charts of the North Atlantic Ocean« eine Karte der in den Jahren 1889—1891 dem Hydrographischen Bureau zugegangenen Flaschenposten vom Bereiche des Nordatlantischen Ozeans herausgegeben, ferner findet man Nachträge dazu auf der Rückseite der »Pilot charts« vom Juni 1895, Januar

und August 1896, sowie Juli 1897, ebenfalls mit kartographischer Darstellung der Flaschenreisen.

Auch die »ostgrönländische Expedition« unter dem Befehle des dänischen Seeoffiziers Ryder hat 1891 und 1892 Flaschenposten abgesandt, von denen einige nach sehr merkwürdiger Reise im europäischen Nordmeere gefunden worden sind.

Prof. W. Harrington hat sodann 1892 und 1893 zur Erforschung der Wasserbewegungen in den grossen 5 Canadaischen Seen solche Flaschen in systematischer Weise benutzt und anscheinend zutreffende Resultate erzielt.

Es sind dann ferner in diesem Zusammenhange die mannigfachen und recht verdienstlichen Arbeiten des Fürsten Albert von Monaco zu erwähnen, welche derselbe in Verbindung mit Prof. Pouchet während der Sommer 1885, 1886 und 1887, ebenfalls im Nordatlantischen Ozeane, durchgeführt hat, hauptsächlich in der Absicht, den Lauf des Golfstromes an der europäischen Seite genauer festzustellen, d. h. zu sehen, welche Teile seines Oberflächenwassers nach SO (Azoren-Gegend, Madeira, Canaren u. s. w.) abkurven, welche nach O (Küsten von Frankreich), welche nach NO (Island, Hebriden, Norwegen) zu fliessen bestrebt sind. Er benutzte ausser den gewöhnlichen Flaschen noch Treibkörper besonderer Konstruktion, zum Teil Holzfässer, zum Teil Metallkapseln u. s. w. Er setzte am 27. und 28. Juli 1885 auf einem von Corvo (Azoren) ausgehenden NNW-Kurse zwischen 40°21' nördl. Br. und 43°56' nördl. Br. 169 Schwimmer aus, vom 29. August bis 5. September 1886 auf dem 20. Meridian westl. L. von Paris zwischen $42^1/_2$° nördl. Br. und 50° nördl. Br. 510 Stück, und endlich im Juni, Juli und August 1887 während einer Reise von den Azoren bis nach Neufundland in NW zu W-Richtung zwischen 40° nördl. Br., 36° westl. L. und 46° nördl. Br., 49° westl. L. 931 Schwimmer, auf der Rückfahrt noch 65.

Von diesen 1675 Treibkörpern waren bis Ende 1889, also bis zu einer Zeit, nach welcher nur noch vereinzelt Ankömmlinge erschienen sein dürften, 146 Stück in die Hände des Absenders zurückgelangt, dies sind nur etwa 9%. Dies Ergebnis ist recht interessant, da wir für die Zahl der von Bord der Schiffe von Zeit zu Zeit meist doch ganz zufällig abgesandten Flaschen gar keinen Anhaltspunkt haben, und demnach auch gar nicht wissen, welchen prozentischen Teil davon die gefundenen Zettel ausmachen.

Der Prozentsatz der wiedergefundenen Flaschen wird natürlich je nach der Art der in Frage kommenden Küsten ganz verschieden sein; unbewohnte oder felsige, schwerer Brandung ausgesetzte Küsten sind der Wiedererlangung solcher Dokumente ungünstig. So hatte die Ryder'sche Expediton im Jahre 1891 71 Flaschen, 1892 30 Flaschen ausgesetzt, von denen 3, respektive 2, im ganzen also nur 5 oder 5% dem Absender wieder zugestellt worden sind. Von rund 60 Flaschen, die Dr. G. Neumayer auf Routen von Australien um Kap Horn bis zum Äquator ausgesandt hat, ist nur eine einzige wieder gefunden worden, von welcher schon oben die Rede war.

Von Dr. Gumprecht haben wir eine ältere, lesenswerte Abhandlung über »Treibprodukte der Strömungen im Nordatlantischen Ozeane«, und H. Berghaus hat auf Blatt VI seines Atlas der Hydrographie den Namen »Treibfrachten« der Meere benutzt, um ein alle Treibkörper umfassendes, allgemeines Wort zu haben; auf diesem Blatte sind auch diejenigen Küsten, an welchen häufig Treibholz gefunden wird, durch besondere Schraffierung hervorgehoben.

Schliesslich ist noch der Arbeiten H. C. Russell's in Sydney zu gedenken, welcher seit 1882 gelegentlich auftretende Flaschenzettel gesammelt und seit 1888 durch Druck von Formularen und Verteilung derselben an die Führer der australischen Häfen besuchenden Schiffe die Sache organisiert hat, so dass er neuerdings in der Lage war, auf Grund einer grössern Reihe von Flaschenfunden 2 Flaschenkarten, welche den Südindischen



z. B. von 46° 33′ nördl. Br. 36° 46′ westl. Lg. aus nach den Azoren und von 46° 21′ nördl. Br. 19° 4′ westl. Lg. nach den Bermudas. Dies sind aber Ausnahmen.

Fürst Albert von Monako hat während seiner oben erwähnten Versuche im Jahre 1886 auf 20° westl. Lg. zwischen 42° und 50° nördl. Br. 510 Schwimmer ausgesetzt; von diesen sind die zwischen 42° und 45° nördl. Br. abgesandten sämtlich, soweit sie wiedergefunden sind, nach SO getrieben, die nördlich davon abgesandten aber nach O und NO. Darnach liegt also die Trennungsstelle der zwei Stromzweige hier, d. h. halbwegs zwischen Azoren und dem Festlande etwas nördlicher, auf 45° nördl. Br., was gut zu dem Faktum passt, dass die nahe der spanischen Halbinsel, aber nördlich von Kap Finisterre, abgesandten Flaschen meist nicht nach NO, sondern nach OSO gehen und an der Nordküste Spaniens bis in den innersten Winkel der Biskayabucht hin wieder gefunden wurden.

Für die westliche, amerikanische Hälfte des Ozeans lässt sich nicht mit nur einiger Wahrscheinlichkeit sagen, von welcher Breite an die Flaschen einen in der Hauptsache nordöstlichen oder südöstlichen Weg einschlagen werden.

Es sind Flaschenposten verzeichnet, die, unter den geographischen Längen der Neufundlandbänke ausgesetzt, vom Nordrande des Golfstromes ausgehend, schliesslich nach SO zu der Azorengegend gelangt sind. Diese Flaschen haben also die ganze Breite des eigentlichen Golfstromes sozusagen durchsetzt in der Richtung von NW nach SO. Der umgekehrte Fall, dass Flaschen, welche am Südrande des Golfstromes ihren Weg begonnen haben, statt nach SO nach NO zu den europäischen Küsten gelangt sind, ist offenbar viel seltener, in der Sammlung der Seewarte durch kein Beispiel belegt, und es ist hieraus mit ziemlicher Sicherheit zu schliessen, dass der grösste Teil des Golfstromes nach SO, zu den Azoren, sich wendet, nur der kleinere Teil nach NO. Damit stimmt ja auch der Umstand, dass die von der Ostküste Nordamerikas vertriebenen Tonnen u. s. w. in viel grösserer Anzahl auf den Azoren als auf Island, Schottland u. s. w. wieder zum Vorscheine kommen.

Das Ergebnis der Flaschentriften, welche in oder ein wenig ausserhalb der Biskaya-See ihren Weg begonnen haben, ist ein Beweis mehr dafür, dass die sogenannte Rennellströmung in der auf fast allen Stromkarten angenommenen NW-Richtung unter der Westküste Frankreichs meist nicht existiert. Fast sämtliche hier in Betracht kommenden Stromflaschen haben vielmehr einen Generalkurs nach O und OSO in der Biskaya eingehalten, was ganz mit der Richtung der durch den Fürsten von Monako ausgeworfenen Treibkörper zusammenstimmt. Sehr viele Flaschen treiben zwischen der Loire- und der Girondemündung an, und zwar sind mehrere davon genau aus NW gekommen; ja mehrere müssen ganz nahe an der berüchtigten Ecke von Quessant herum in einer der vermeintlichen Rennellströmung entgegengesetzten SO-Richtung geschwommen sein.



Daneben sind auch mehrere Flaschen, die nach NO zum Kanal getrieben sind, aber keine einzige von den auf der Überfahrt Quessant-Finisterre ausgesetzten Flaschen ist nach NW, nach Irland gelangt, so dass für eine Strömung, die, entlang der Westküste Frankreichs setzend, ihren Lauf bis nach Südirland hin nähme, kein Beweis durch Flaschenposten erbracht wird.

Unter allen sicher beglaubigten Treibkörpern in See haben drei vom Kap Horn ausgegangene Stromflaschen und die Gallion-Figur des »Blue Jacket« die grössten Entfernungen zurückgelegt, nämlich 8500—8600 Seemeilen. Dr. Schott kommt zu dem Ergebnisse, dass die Flaschenposten wertvolle Beiträge zur Kenntnis der Meeresströmungen zu liefern im stande sind, um so mehr, da jetzt erwiesen ist, dass für den Weg der Stromflaschen die Meeresströmung und nicht die zeitweilige Windrichtung massgebend ist.

Über die Ergebnisse der »Pola«-Expedition bezüglich der chemischen Verhältnisse in der nördlichen Hälfte des Roten Meeres sind vorläufige Mitteilungen bekannt geworden[1]). Der Gehalt an Sauerstoff zeigte sich nur ausnahmsweise geringer als in den Tiefen des Marmara-Meeres. Jedoch sind knapp über dem Grunde des Roten Meeres und auch bedeutend darüber weite Gebiete der Wassermassen ärmer an Sauerstoff als die vom unterseeischen Abhange der syrischen Küste emporgeholten, sauerstoffärmsten Wasserproben des östlichen Mittelmeeres. Anscheinend deshalb, weil in der Tiefe das Wasser den Rändern des Meeres zuströmt, dabei fortwährend Sauerstoff zur Oxydation organischer, von Pflanzen- und Tierkörpern stammender Stoffe verbrauchend, übertraf der Sauerstoffgehalt über dem Grunde in den bis über 2000 *m* hinabreichenden grössten Tiefen, welche das mittlere Drittel der Hochseebreite einnehmen, öfters den der beiden seichtern, den Küsten zu gelegenen Dritteln der Hochsee. Es konnte dies besonders dort der Fall sein, wo sich ein vor Kurzem aus den obersten Meeresschichten untergetauchtes Wasser befand. In dem nur wenig seichtern Golf von Akaba (im Osten der Sinaihalbinsel) ist das Wasser über dem Grunde bedeutend reicher an Sauerstoff als das Bodenwasser der Hochsee, und in dem nur 50 *m* tiefen Golf von Suez (im Westen der Sinaihalbinsel) ist es mit Sauerstoff gesättigt oder übersättigt.

Ein sehr einfaches Mittel, auch ganz geringe Änderungen im Kohlensäuregehalte festzustellen, bietet die Prüfung auf den Grad der alkalischen Reaktion des Meerwassers. Ist unter dem Einflusse pflanzlicher Organismen ein Teil der halbgebundenen Kohlenstoffassimilation und Sauerstoffproduktion gespalten worden, dann zeigt sich die dadurch vergrösserte Menge von Monokarbonat durch eine verstärkte alkalische Reaktion zu Phenolphtaleïn an. Ist durch Oxydation organischer Stoffe Kohlensäure entstanden, so giebt sich

[1]) Wiener Akad. Anzeiger 1898. 13.

dies durch Verringerung oder Fehlen der alkalischen Reaktion kund. In den Tiefen des Golfes von Akaba ist die Verringerung der alkalischen Reaktion bedeutender als in den Tiefen der Hochsee, das Wasser in jenem Golfe ist also mehr befähigt, lösend auf Bestandteile des Meeresgrundes einzuwirken, als das Wasser der Hochsee. Der nördliche Teil des untersuchten Hochseegebietes enthält mehr Kohlensäure als der südliche. In dem die beiden Teile trennenden, schmälern Streifen zwischen Ras (Vorgebirge) Benas und der arabischen Küste sind die Bedingungen für das Vorsichgehen von Lösungserscheinungen auf dem Meeresgrunde in noch grösserem Masse vorhanden. Der Gehalt an ganz gebundener Kohlensäure ist knapp über dem Grunde viel gleichmässiger als in den obern Schichten des Meeres. Der in manchen Gebieten der letztern besonders grosse Reichtum an Organismen kann — neben der für die oberste, pflanzenreiche Schicht die Regel ausmachenden Verstärkung der alkalischen Reaktion — eine erhebliche Bildung saurer Stoffwechsel- und Verwesungsprodukte veranlassen. In den von Korallenriffen umsäumten und durchzogenen Gebieten ist das lokale Schwanken des Gehaltes an Carbonaten besonders auffallend.

Das Mittelländische Meer ist im allgemeinen doppelt so tief als das Rote Meer. Die aus Pflanzen und Tieren bestehenden oder von ihnen abstammenden organischen Schwimmkörperchen finden unter sonst gleichen Umständen in letzterem Meere viel leichter Gelegenheit, sich auf dem Grunde abzulagern und erst dort bei beginnender oder fortschreitender Verwesung teilweise in Lösung zu gehen als in ersterem Meere. Deshalb wohl der grössere Reichtum des Schlammwassers an gelösten organischen Substanzen im Roten Meere. Von den einzelnen Teilen des Roten Meeres erwies sich der seichte Golf von Suez als derjenige, welcher bei weitem am meisten organische Substanzen im Wasser des Grundschlammes enthält. Das Gegenteil ist im Golfe von Akaba der Fall. Hier kann in Form kleiner Organismen nur in der obersten, dem vollen Sonnenlichte zugänglichen Wasserschicht reichliches Leben herrschen. In den darunter befindlichen, immer dunklern Wassermassen werden die zu Boden sinkenden organischen Schwimmkörperchen mit oder ohne Vermittelung von Mikroorganismen durch den im Wasser gelösten Sauerstoff so weit verändert, dass sich überhaupt weniger organische Stoffe auf dem Meeresgrunde ablagern, und dass die, welche zur Ablagerung kommen, weil sie eben schon mehr der Lösung und Oxydation unterlegen sind, nur in geringem Masse an das den Schlamm durchsetzende Wasser leicht oxydable Teile abgeben können. In dieser Beziehung zeigten die beiderseitigen Abhänge der unterseeischen Bodenschwellung zwischen dem Becken der Hochsee und dem Becken des Golfes von Akaba die geringsten Werte. Die Maxima der Hochsee wurden in der Meereserweiterung südlich vom Ras Benas erhalten. In diesem, die grössten Tiefen ausweisenden, nahezu die Mitte der Gesamtlänge des Roten Meeres einnehmenden

Gebiete kann anscheinend die wirbelartige Bewegung des gesamten Wassers auf dem Wege absteigender Strömungen organische Schwimmkörperchen leichter und in weniger verwestem Zustande zum Meeresgrunde führen und dort ablagern, als in den nördlichen zwei Dritteln der untersuchten Hochsee, deren Wasserbewegung sich an die der Hochseeerweiterung angliedert, und wo in dem einen fast flachen Boden aufweisenden und von parallelen Gestaden begrenzten Becken ein ausgesprochenes Nordwärtsziehen der Wassermassen längs der Ostküste und Südwärtsziehen längs der Westküste stattfindet. Im südlichsten Teile der Hochseeerweiterung ist der Meeresgrund sehr mannigfach gestaltet. Ein ganz kleines Gebiet ist hier über 2000 *m* tief. In diesem tiefsten Hochseeteile wurde ein an Eisenoxyd und Mangansuperoxyd reicher, rotbrauner Schlamm nebst eben solchen Steinplattenstücken emporgeholt. Weniger die bedeutende Tiefe an sich als der Umstand, dass die unterseeischen Strömungen die suspendierten organischen Körperchen über die tiefsten Stellen hinwegführen und an seichtern Stellen des Meeresgrundes ablagern, dürfte bewirkt haben, dass in der Hochseeerweiterung, deren Schlammwasser im allgemeinen an organischen Substanzen reich ist, die geringsten Mengen von ihnen in den über 2000 *m* betragenden Tiefen anzutreffen waren. Aus dem planktonreichen Golf von Suez könnten grosse Mengen von organischen Schwimmkörperchen in die Hochsee, und zwar zunächst in den westlichsten Teil ihres nördlichsten Abschnittes gelangen, was jedoch nicht geschieht. Wegen der durch Inseln und Korallenriffe bewirkten Verengung des Einganges zum Golfe von Suez sind bis zu einem gewissen Grade die Bewegungserscheinungen der Hochsee und dieses Golfes voneinander unabhängig gestellt, oder besser gesagt, sie führen in dem seichten und viel verzweigten Eingangsgebiete des Golfes, wo sich entgegengesetzt gerichtete Strömungen begegnen, zu einem Stillstande oder zu einer Verlangsamung der Wasserbewegung, welche die aus dem Golfe von Suez hierher vertragenen organischen Schwimmkörperchen zu fast vollständiger Ablagerung bringen. Selbst noch am Aussenrande dieses Gebietes machten sich die Folgen dieser Anhäufung von organischen Stoffen bemerkbar, indem das Schlammwasser aus der Tiefe Fäulnisprodukte und Spuren von Petroleum enthielt.

Die grossen Unterschiede in der eventuell eintretenden Inanspruchnahme von Sauerstoff durch organische Substanzen deuten an, wie mannigfach die infolge der organischen Substanzen sich vollziehenden chemischen Änderungen im Meeresgrunde sein werden. Sobald Teile des knapp über dem Meeresgrunde befindlichen Wassers in den Grundschlamm eingedrungen sind, gehören sie nicht mehr dem freibeweglichen Meerwasser an. Es kann in ihnen der Sauerstoff aufgebraucht werden, was sonst durch den fortwährenden Wasseraustausch zwischen den verschiedenen Meeresschichten verhindert oder in engen Grenzen gehalten wird. Ferner können sich die gelösten organischen Substanzen und ihre Oxydationsprodukte an-

häufen. Für die Frage, ob infolgedessen Lösungs- oder Fällungserscheinungen zu erwarten sind, sowie zur Charakteristik der organischen Substanzen wurde auch diesmal jenes Ammoniak in Betracht gezogen, welches bei der Oxydation der organischen Substanzen entsteht.

Während das Schlammwasser des Golfes von Akaba meist mehr Ammoniak enthält, als die gleichzeitig vorhandenen Mengen von organischen Substanzen erwarten liessen, ist das Gegenteil im Schlammwasser des Golfes von Suez der Fall. Die geringe Tiefe des Golfes und die Art seiner Umrahmung, welche aus Sandwüsten und aus den Gebirgen mit grossem Reichtume an lockern, stark wasseraufsaugend wirkenden Gesteinen besteht, befördern eine relativ rasche Erneuerung des Schlammwassers durch Teile des knapp über dem Meeresgrunde befindlichen Wassers. Die wegen Ablagerung organischer Schwimmkörperchen dem Schlammwasser fortwährend zur Lösung dargebotenen und von ihm zur Lösung gebrachten organischen Substanzen können deshalb viel bedeutender sein als irgendwo in der Hochsee und im Golfe von Akaba, ohne dass der Ammoniakgehalt desselben Schlammwassers die Maximalbeträge der Hochsee erreicht.

Die Schwankungen im Gehalte des knapp über dem Meeresgrunde der Hochsee, sowie der beiden Golfe befindlichen Wassers an Ammoniak waren nur gering.

Während der mittlere Ammoniakgehalt knapp über dem Grunde im Roten Meer doppelt so gross ist, als im östlichen Mittelmeere, zeigt sich der mittlere Ammoniakgehalt des Schlammwassers in ersterem Meere nur um die Hälfte grösser als in letzterem Meere.

Bei der im (Schiffs-) Laboratorium rasch durchgeführten, in der Natur nur langsam sich vollziehenden Oxydation der neben dem fertigen Ammoniak vorhandenen organischen Substanzen würde, wenn kein Tiefenwasser durch Strömungen zur Oberfläche gelangte, wo Ammoniakgas in die Atmosphäre entweicht, knapp über dem Grunde in beiden Meeren der Ammoniakgehalt auf etwas mehr als das Dreifache steigen.

Im Schlammwasser würde bei dieser Oxydation der Ammoniakgehalt im östlichen Mittelmeere bis zum zweieinhalbfachen, im Roten Meere bis zum vierfachen Betrage wachsen, wenn nicht durch kapillar vordringendes Wasser die eine besonders grosse Diffusionsgeschwindigkeit besitzenden Ammoniumsalze aus dem Grundschlamme in die angrenzenden Festlandsmassen und zur Erdoberfläche weggeführt werden würden.

Entsprechend dem grossen Reichtume des Golfes von Suez an organischen Schwimmkörperchen (Plankton) wurden daselbst die grössten Mengen des bei der künstlichen Oxydation aus den organischen Substanzen entstehenden Ammoniaks angetroffen. Diesen grössten Werten stehen jedoch auch kleinere gegenüber, in einem Falle sank sogar der Wert unter den Durchschnittsbetrag des Roten Meeres. Je nachdem, ob das Plankton mehr pflanzlicher oder tierischer Natur

ist, und je nach dem ebenfalls mit Ort und Zeit wechselnden Grade, bis zu welchem die Körperchen auf dem Meeresgrunde zur Ablagerung gelangen, müssen Mengen und Art der im Wasser des Grundschlammes sich lösenden organischen Substanzen verschieden sein.

Wie die Untersuchungen im östlichen Mittelmeere und im Marmara-Meere gelehrt haben, kann sich die unter Mitwirkung von Mikroorganismen in den finstern Meerestiefen bei der Oxydation organischer Substanzen, entstandene salpetrige Säure nur dort zu grössern Mengen in Salzform ansammeln, wo die Durchmischung der übereinander befindlichen Wasserschichten gering ist. Denn in den obersten, dem Sonnenlichte zugänglichen Schichten verschwindet die salpetrige Säure wieder, ihren Stickstoff pflanzlichen Organismen zur neuen Bildung organischer Substanzen oder zur Bildung von Ammoniak überlassend.

Die geringe Tiefe des Golfes von Suez, d. h. der Umstand, dass das Sonnenlicht bis an seinen Grund reicht, bringt es mit sich, dass in diesem Golfe, mit Ausnahme des südlichsten Teiles, in welchen etwas Tiefenwasser aus der Hochsee durch die Jubalstrasse einzudringen vermag, keine oder fast keine salpetrige Säure gefunden wurde.

In den Tiefen der Hochsee wurde nirgends ein Wasser angetroffen, das lange genug dort verweilt hatte, um halbwegs bedeutende Mengen von salpetriger Säure entstehen zu lassen.

Am meisten salpetrige Säure enthielt das in den Tiefen des Golfes von Akaba geschöpfte Wasser, aber auch weniger als in Teilen des östlichen Mittelmeeres und Marmara-Meeres gefunden worden.

Eine Verringerung des Bromgehaltes durch brom- und jodaufspeichernde Organismen hat sich im offenen Meere nicht, wohl aber in dem Gebiete der Korallenriffe ergeben.

Das Mengenverhältnis zwischen Chlor und Schwefelsäure ist auch in den Grundwässern ganz oder fast ganz konstant. Unbedeutende Vergrösserungen des Schwefelsäuregehaltes können durch im Grundschlamme sich abspielende Diffusionsvorgänge, unbedeutende Verringerungen durch Abscheidung basischer Sulfate von Thonerde und Eisenoxyd bedingt sein.

An einer Anzahl von Wasserproben zeigte sich die Konstanz der Zusammensetzung auch in Bezug auf die übrigen Salzbestandteile.

Fast dieselbe Zusammensetzung wie das Meersalz besitzt das im Wasser der Suezkanalstrecke gelöste Salzgemisch. Der Salzgehalt steigt hier in der Wasseransammlung auf dem Gebiete der ehemaligen Bitterseen nur bis gegen 6 %. Im Wasser des Roten Meeres sind 4 %, in einer gesättigten Kochsalzlösung 26 % Salz.

Die Sauerstoffmengen, welche von den mit destilliertem Wasser gewaschenen, vorher eventuell gepulverten Grundproben vermöge ihres Gehaltes an organischen Substanzen und an Eisenoxydulverbindungen aus übermangansaurem Kalium aufgenommen wurden,

bewegten sich innerhalb derselben Grenzen wie bei den Grundproben des östlichen Mittelmeeres.

Was die Menge des bei der Oxydation mit übermangansaurem Kalium aus den Grundproben erhältlichen Ammoniaks betrifft, so wurden nur im Golfe von Suez höhere Werte als im östlichen Mittelmeere gefunden.

Die Fähigkeit des Grundschlammes, stellenweise mehr als sein eigenes Gewicht an Wasser zurückzuhalten, kann auf dem Meeresgrunde Wechselwirkungen zwischen den festen Schlammteilchen und dem Wasser begünstigen.

9. Quellen und Höhlen.

Quellentemperaturen in Oberbayern hat F. v. Lupin untersucht[1]), und zwar hauptsächlich Quellen in der Nähe von Tölz gemessen und berücksichtigt. Er findet, dass die Quellentemperatur meist höher ist als die mittlere Lufttemperatur der Umgebung, doch ist der Betrag örtlich wechselnd. Bei Tölz beträgt er im Durchschnitte 1.3°. Die Temperaturschwankungen der untersuchten Quellen variieren zwischen 0.2° und 4.5°, bei Mitteltemperaturen zwischen 8.6° und 9.7°. Der Verf. macht darauf aufmerksam, dass die regelmässige Beobachtung der Quellentemperaturen ein bequemes Hilfsmittel bei Untersuchungen auf vieljährige Klimaschwankungen darbieten würde.

Argon und Helium in warmen Quellen. R. Nasini, F. Anderlini und R. Salvadori haben das Gas der Thermen von Abano, der boraxführenden Soffionen von Toskana und die brennbaren Gase des Bologneser Apennin untersucht und sind zu den folgenden Resultaten gelangt: Das Gas der Thermen von Abano enthält 2 % Argon und geringe Mengen Helium, bezogen auf den Gesamtstickstoff, oder 1.5 %, bezogen auf das Ausgangsgas. Die Gase des Bologneser Apennins enthalten 3 % Argon und kein Helium. Die boraxführenden Soffionen von Laderello endlich enthalten 2 % Argon und 1 % Helium. Alle letztgenannten Zahlen beziehen sich auf den Gesamtstickstoff. Die Soffionen von Laderello stellen demnach eine reiche Heliumquelle dar, welche Verff. zu weitern Untersuchungen dieses Elementes ausnutzen wollen. Die Verff. halten spektroskopische Bestimmungen für unerlässlich und Messungen der Wellenlängen der gesehenen Strahlen für sehr erwünscht bei der Bestimmung von Argon und Helium[2]).

Gasquellen im Rheinthale oberhalb des Bodensees[3]). In den Berichten der St. Gallischen Naturforschenden Gesellschaft macht

[1]) Schriften der physik.-ökon. Ges. zu Königsberg i. Pr. Jahrg. 38.
[2]) Gazz. chim. ital. 28. p. 81; nach Chem. Centralbl. 1898. 1. p. 917.
[3]) Natur 1898. Nr. 17. p. 202.

J. Früh folgende interessante Mitteilungen: Am 14. Juni 1890 wurde in Hatlerdorf bei Dornbirn mit der Bohrung eines artesischen Brunnens begonnen und nach einigen Tagen eine Tiefe von 19 *m* erreicht. Nach Reinigung der Rohre wurde aus der Tiefe ein Bewegen vom Wasser hörbar, darauf erfolgte das Auswerfen eines grauen Schlammes, welches in drei bis vier Stössen geschah, und nun wurde ein Luftstrom wahrgenommen. Zufällig kam jemand auf den Gedanken, ein brennendes Zündholz über das Gas zu halten, wodurch dieses zur Entzündung gebracht wurde. Die chemische Analyse ergab, dass die entströmende Luftart beinahe reines Sumpfgas war. Auch der ausgeworfene Schlamm wurde untersucht, und es zeigte sich, dass seine Zusammensetzung beinahe gleich derjenigen der Flyschschichten ist, die in der Nähe sehr schön zu Tage treten. Die mikroskopische Untersuchung ergab, dass der Schlamm viele Pflanzenreste und zertrümmerte Kieselpanzer von Diatomeen enthält, wie sie in dem Meerschlamme der Nordsee noch beobachtet werden können.

Bis zum Juli 1890 war eine Abnahme des Gases nicht bemerkbar. Oft wurde nach Öffnung des Rohres der Schlamm 2 — 4 *m* hoch in die Luft hinausgestossen; die Flamme zeigte eine Höhe von 1 — 2 *m*. Jetzt ist die Quelle seit langer Zeit nicht mehr in Thätigkeit, da die Röhre mit Schlamm verstopft ist. Das Gas hat sich jedenfalls in der Tiefe in einer an organischen Substanzen reichen, wahrscheinlich torfigen Schicht gebildet, die bei der Bohrung angezapft worden ist. Es liegt offenbar rezentes Sumpfgas vor.

Ferner sind bei dem unweit der Rheinmündung gelegenen Orte Altenrhein Gasausströmungen beobachtet worden. Der Untergrund ist überall der bekannte Rheinletten, der von den Rhizomen des Schilfrohres und des Schachtelhalmes reichlich durchzogen ist. Doch finden sich an mehrern Stellen magere, trockene Flächen, die man nicht fruchtbar machen kann. Die Vegetation besteht hier hauptsächlich aus der harten, bläulichen Carex glauca und dem Equisetum palustre. Das sind die Orte, wo Gas ausströmt, und wo bei steigendem Grundwasser durch die Gaskanäle, welche zugleich dem Sauerstoffe von aussen Zutritt gestatten, oxydiertes Bikarbonat des Eisenmonoxydes oder oxydiertes humussaures Eisenoxydul ausgetrieben wird. Durch letztere Substanzen dürfte die Unfruchtbarkeit des Bodens im wesentlichen bedingt sein.

Das Ausströmen von Gas wird auf diesen »Gallenböden« genannten Stellen namentlich in der feuchten Jahreszeit beobachtet, wenn eine Wasserdecke vorhanden ist. Jedermann kennt dort die »Guchlen«, das heisst nur dünn sich schliessende Stellen im Eise, bei deren Durchstich bis Meterhöhe blaue bis rötliche Flammen erhalten werden können.

Welcher Tiefe das Gas entströmt, ist bei Altenrhein nirgends festgestellt worden. In der Umgebung, dem Rheindelta, giebt es aber zahlreiche Stellen mit Exhalationen. Im Sommer kann man

dies besonders leicht auf den flachen Gründen im See wahrnehmen, wo bei windstillem Wetter aus kleinen, fingerdicken, kraterähnlichen Öffnungen Blasen intermittierend aufsteigen. Dass das Sumpfgas auch hier als Spaltprodukt der Cellulosegärung von im Rheinletten eingeschlossenen und wahrscheinlich lokal mehr oder weniger angehäuften Pflanzenresten ist, darf wohl als sicher angenommen werden.

Die Gasquellen im Rheinthale sind ein Beispiel grösserer Erscheinungen derselben Art in Torfmooren mit geröllreichem oder sandigem Untergrunde auf allen Deltas, in den Mudlumps auf den Armen des Mississippidelta und den kalten Schlammvulkanen der alten und neuen Welt. Sie sind eine Begleiterscheinung des Vertorfungsprozesses.

Die Armandhöhle. E. A. Martel und A. Viré machten in einer durch Zeichnungen erläuterten Mitteilung an die französische Akademie[1]) die Ergebnisse ihrer vom 19. bis 21. September angestellten Untersuchungen einer neuentdeckten Höhle bekannt, welche die ungeheure Tiefe von 214 *m* besitzt und demnach die tiefste Höhle Frankreichs ist (hierin steht ihr aber schon die Höhle von Rabanel bei Ganges im Departement Hérault mit 212 *m* Tiefe nahe). Diese, dem Höhlensucher und Gehilfen jener Forscher, Louis Armand, zu Ehren benannte Höhle soll dabei eine unbeschreibliche Formenschönheit von Tropfstein-Stalagmiten bergen, wie keine andere in der Welt. Sie befindet sich in dem als Causse Méjcan bezeichneten Teile der Cevennen (Dep. Lozère). Ihr Eingang liegt nicht im Grunde, sondern am Gehänge, und zwar ziemlich in dessen halber Höhe, einer geräumigen Eintiefung des Gebirges, vermutlich einem ehemaligen Seebecken, welchem die Höhle als Entleerungskanal oder Siphon gedient haben mag, ähnlich den Katavothren der Seen Griechenlands. Die Höhle ist in drei, nahezu gleich lange Teile gegliedert; zwei derselben stellen senkrechte Schächte dar, welche durch den mit etwa 33° nach Nordost geteilten Mittelteil, die Hauptgrotte, miteinander verbunden sind: so zeigt denn der Längsaufriss des Ganzen eine giraffenähnliche Gestalt der Höhle.

Ihren Eingang hat die Höhle in 964—967 *m* Meereshöhe; ihn bildet ein Trichter von 10—15 *m* oberem und 4—7 *m* unterem Durchmesser und 4—7 *m* Tiefe, in dessen Grunde sich ein 75 *m* tiefer Schacht öffnet. Auf 40 *m* Länge besitzt dieser nur 3—5 *m* Weite, die untern 35 *m* dagegen liegen schon frei gegen die sich anschliessende Hauptgrotte. Der Boden dieser Grotte ist oval bei 50 *m* Breite und 100 *m* Länge und mit etwa 35°, entsprechend dem Schichteneinfallen, nach Nordost geneigt, wo sein Ende in 840 *m* Meereshöhe liegt; auf der obern Hälfte dieses Abhanges findet sich nur ein Haufwerk von herabgestürzten Blöcken, während die untere von einem dichten Walde schlanker, säulen- oder, den Abbildungen nach zu urteilen,

[1]) Compt. rend. 1896. 2. Nr. 17. p. 622.

eher noch tannenzapfenähnlicher Stalagmiten von 3—30 *m* Höhe eingenommen wird; ihre Zahl ist auf 200 zu schätzen. Die phantastische Schönheit dieses Waldes von eigentümlichen Gebilden soll der Macht jeder Feder spotten; weder ein Mensch, noch ein Erdbeben haben bisher eines derselben verletzt. Auch wird der bislang als der höchste geltende Stalagmit, nämlich der sogenannte astronomische Turm in der Höhle von Aggtelek in Ungarn in den Schatten gestellt durch den 30 *m* hohen »grossen Stalagmit« in dieser Höhle, während jener nur 20 *m* aufsteigt. Gemessen wurden die Höhen der Stalagmiten, sowie der sich noch 6—10 *m* darüber wölbenden Höhlendecke, von welcher den Abbildungen zufolge nur wenige und kurze Stalaktiten herabhängen, mittels einer Montgolfière. Am Nordostende der Grotte findet sich dann noch ein zweiter senkrechter Schacht von 87 *m* Tiefe, dessen Grund ein Haufen Steine bildet.

Zweifellos ist diese Höhle kein Einsturzgebilde. In dem kompakten, in grosse Blöcke gespaltenen Kalksteine des ersten, die Oberfläche erreichenden Schachtes glauben die genannten Höhlenforscher den »sublithographischen« Kalkstein des Rauracien zu erkennen, während die Hauptgrotte im mergeligen, weniger kompakten und spaltenreichen Kalksteine des Oxfordien stehen soll. Das in dieser Gegend nur gering mächtige Callovien soll, durch Trümmerblockhaufen (und Stalagmiten) verhüllt, den Boden der grossen Grotte bilden, in den sich von der Traufe des obern Schachtes her ein kleines Wildwasserbett eingenagt hat. Eine Spalte (Diaklase) in dem massiven, 50—150 *m* mächtigen Dolomiten des obern Bathonien habe zur Ausbildung des untern Schachtes den Anlass gegeben, und dass dieser nach unten blind ende, daran seien die äusserst zerklüfteten »sublithographischen« Kalksteine des untern Bathonien schuld, welche dem Wasser einen zu bequemen Ausweg geboten hätten, als dass dieses nötig gehabt habe, »Höhlen zu bohren«. Letztere Erklärung muss verwundern, da die genannten Forscher übrigens, und wohl mit Recht, die Höhlenbildung der chemischen Energie der vom Wasser herbeigeführten Kohlensäure zuschreiben, und der Fall sich wohl dahin deuten lässt, dass das bis in jene Tiefe gelangte Wasser schon unterwegs seine freie Kohlensäure verloren hat. Die geologischen Angaben, und insbesondere die Einzelheiten der beigegebenen Abbildungen, erwecken überhaupt das Bedürfnis einer sicherern Begründung. In der Abbildung stehen die den tiefern Schacht umschliessenden Kalksteinschichten auf dem Kopfe, während die Schichten, in denen die höhern Höhlenteile stehen, dieselbe Neigung besitzen wie die Hauptgrotte. Schon dies stimmt also schlecht zusammen und zu der oben gegebenen Aufzählung einer normalen Folge geologischer Schichtstufen, von denen man doch eine konkordante Aufeinanderlagerung erwartet. Weiter stört aber das geologische Auge der Umstand, dass der obere Schacht mit keiner Strukturlinie der umgebenden Schichtgesteine in der Richtung zusammenfällt; wo die Kalksteinschichten mit 35° geneigt einfallen, erscheint es wohl

am wahrscheinlichsten, dass ein senkrechter Naturschacht seine Existenz nicht der Gesteinsspaltung und der Gesteinsstruktur, sondern der Gebirgszerklüftung verdanke, und auf Gebirgsspalten ist wohl auch die Ausbildung der andern Höhlenteile zurückzuführen.

Die Zeit, zu welcher die Höhle gebildet wurde, wird noch zu ermitteln sein; hierzu bieten in bisher ungestörter Lagerung gelassene Haufen von Knochen anscheinend reichliches Material. Die Temperatur in der Höhle weicht nur wenig von derjenigen der Oberfläche ab und dürfte auch mit letzterer variieren.

Die Burghöhle im Punkwathale in Mähren schilderte R. Trampler[1]). Der Eingang der Höhle liegt 404 *m* über dem Meere am Fusse einer 10—12 *m* hohen, vielfach gespaltenen und von zahlreichen Löchern durchsetzten Felswand. Die Höhle ist sehr reich an Überresten aus der quartären Tierwelt, vor allem des Höhlenbären.

Die Windhöhle (Wind-Cave) in Süd-Dakota wird von Miss Luella A. Owen geschildert[2]). Die Länge der bis jetzt erforschten Gänge soll 97 engl. Meilen betragen. Den Eingang bildet ein Schlund, der mit einem hölzernen Häuschen überbaut ist. Die Luft strömt bald ein, bald aus, und wird diese Erscheinung von Prof. J. S. Dodd, Staatsgeologen von Süd-Dakota, durch die Veränderungen des Barometerstandes erklärt. Die zahlreichen Gänge und Kammern sind Spalten im Gesteine, welche bei der letzten Hebung der Black Hills entstanden sind, nachträglich erweitert und mit kalkigen und kieseligen Inkrustationen geschmückt wurden. Die Temperatur im Januar variierte vom höchsten bis zum tiefsten Niveau — 137 *m* unter der Erdoberfläche — kaum um einen Grad an einem und demselben Tage, veränderte sich aber an verschiedenen Tagen von 7.8° C. bis auf 0°. Soweit die Höhle bis jetzt untersucht ist, findet man, dass sie aus einem Dutzend paralleler Spalten besteht, welche von NW nach SO gerichtet und in je acht Niveaus geteilt sind, wie ein Haus mit acht Etagen; die dadurch entstandenen Kammern stehen untereinander durch Gänge von verschiedener Länge und Weite in Verbindung. Besonders die tiefern Niveaus sind reich an Geoden, ferner an Kalk- und Quarzsinterbildungen.

10. Flüsse.

Die Areale der aussereuropäischen Stromgebiete. Dr. A. Bludau hat seine bereits im vorigen Jahrbuche[3]) erwähnte Arbeit vollendet[4]), und folgendes sind die von ihm erhaltenen Resultate.

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau f. Geographie. **20.** 1890. p. 529.
[2]) Bulletin de la Société de Spéléologie. **3.** Nr. 9 u. 10. Paris. Der Text oben nach dem Referate von E. Fugger im Litteraturbericht Nr. 35 zu Petermann's Mitteilungen 1898.
[3]) 8. p. 230.
[4]) Petermann's Mitteilungen 1898, p. 107.

IV. Nordamerika.

I. Gebiet des Pazifischen Ozeans.

	qkm
1. Panama — Kap Elena	59 000
2. Kap Elena — Tehuantepec	92 000
3. Tehuantepec — Petacalco-Bai	74 000
4. Petacalco-Bai — San Blas	178 000
5. Rio Grande de Santiago	130 000
6. Rio de Mesquital	49 000
7. Rio de Mesquital — Rio Yaqui	134 000
8. Rio Yaqui und Rio de la Asuncion	178 000
9. Rio Colorado	590 000
10. Rio Colorado — Kap San Lucas	15 000
11. Kap San Lucas — Unionsgrenze	45 000
12. Unionsgrenze — San Francisco	57 000
13. San Joaquin und Sacramento	125 000
14. San Francisco — Columbia	105 000
15. Columbia	655 000
16. Columbia — Fraser River	52 000
17. Fraser River	233 000
18. Fraser River — Mt. St. Elias	320 000
19. Mt. St. Elias — Yukon	510 000
20. Yukon River	817 000
21. Yukon River — Kap Prince of Wales	66 000
Summa	4 484 000

II. Gebiet des Nördlichen Eismeeres.

	qkm
1. Kap Prince of Wales — Mackenzie River	415 000
2. Mackenzie River	1 660 000
3. Mackenzie River — Repulse-Bai	715 000
4. Repulse-Churchill River	460 000
5. Churchill River	410 000
6. Churchill River — Nelson River	20 000
7. Nelson River	1 080 000
8. Nelson River — Kap Chidley	1 570 000
Summa	6 330 000

III. Gebiet des Atlantischen Ozeans.

A. Gebiet des offenen Ozeans.

	qkm
1. Kap Chidley — St. Lorenz-Strom	438 000
2. St. Lorenz-Strom	1 248 000
3. St. Lorenz-Strom — St. Croix-Fluss inkl.	175 000
4. Vom St. Croix-Fluss — Kap Cod	83 000
5. Kap Cod — Sandy Hook	91 000
6. Sandy Hook — Kap Henry (Chesapeake-Bai)	219 000
7. Kap Henry — Charleston	195 000
8. Charleston — Florida-Strasse	122 000
Summa	2 571 000

B. Gebiet des Golfes von Mexico.

		qkm
9. Florida-Strasse — Mississippi		386 000
10. Mississippi	2 248 000	
a) Linkes Ufer von der Mündung bis Cairo		83 000
b) Ohio		530 000
c) Linkes Ufer von Cairo bis zur Quelle		311 000
d) Rechtes Ufer von der Quelle bis San Louis		218 000
e) Missouri		1 346 000
f) Arkansas, Red River u. Rest des rechten Ufers		760 000
Summa		3 634 000

	Transport	3 634 000
11.	Mississippi — Rio Grande del Norte	500 000
12.	Rio Grande del Norte	570 000
13.	Rio Grande del Norte — Rio Panuco	55 000
14.	Rio Panuco	99 000
15.	Tampico — Sta. Anna (Isthm. v. Tehuantepec).	121 000
16.	Sta. Anna — Laguna de Terminos	160 000
17.	Laguna de Terminos — Kap Catoche	65 000
	Summa	5 204 000

C. Gebiet des Karibischen Meeres.

		qkm
18.	Kap Catoche — False Cape	192 000
19.	False Cape — Monkey Point (Pta. Gorda) . .	78 000
20.	Monkey Point — Ochoa (Greytown)	47 000
21.	Ochoa — Colon	23 000
		340 000

IV. Abflusslose (neutrale) Gebiete.

		qkm
1.	Grosses Becken und Mohave-Wüste	540 000
2.	Tulare-See	37 000
3.	Gila-Wüste südlich des Rio Gila	35 000
4.	Colorado-Wüste und Inneres v. Nieder-Californien	94 000
5.	Sierra Matre — Plateau	88 000
6.	Mexico zwischen San Luis Potosi und Rio Grande del Norte	225 000
	Summa	1 019 000

V. Gesamtübersicht.

			qkm		%
1.	Gebiet des	Pazifischen Ozeans . .	4 484 000	=	22.48
2.	» »	Nördlichen Eismeeres .	6 330 000	=	31.73
3.	» »	Altlantischen Ozeans			
	a) » »	offnen » .	2 571 000	=	12.89
	b) » »	Golfes von Mexico . .	5 204 000	=	26.10
	c) » »	Karibischen Meeres . .	340 000	=	1.70
4.	Abflusslose (neutrale) Gebiete . . .		1 019 300	=	5.10
		Summa	19 948 000	=	100.00

V. Australien

I. Gebiet des Pazifischen Ozeans.

		qkm
1.	Kap Wilson — Mt. Lindsay	173 000
2.	Mt. Lindsay — Keppel-Bai	80 000
3	Fitzroy River	141 000
4.	Keppel-Bai — Trinity-Bai	176 000
5.	Trinity-Bai — Kap York	53 000
	Summa	623 000

II. Gebiet des Indischen Ozeans.

A. Von Kap York bis zum Nordwest-Kap.

		qkm
1.	Kap York — Melville-Bai (Carpentaria-Golf) .	610 000
2.	Melville-Bai — Roebuck-Bai	520 000
3.	Larrye Point — Nordwest-Kap	227 000
	Summa	1 357 000

B. Vom Nordwest-Kap bis zu Point d'Entrecasteaux.

		qkm
4.	Nordwest-Kap — Steep Point	135 000
5.	Steep Point — Mt. Peron (30° südl. Br.)	150 000
6.	Mt. Peron — Point d'Entrecasteaux	115 000
	Summa	400 000

C. Von Point d'Entrecasteaux bis Kap Wilson.

		qkm
7.	Pt. d'Entrecasteau — Wattle-Camp (Culver Pt.)	60 000
8.	Wattle-Camp — Pt. Bell (Denial-Bai)	21 000
9.	Pt. Bell — Port Augusta (Eyria-Halbinsel)	66 000
10.	Port Augusta — Murray River	29 000
11.	Darling-Murray River	910 000
12.	Murray River — Kap Wilson	70 000
	Summa	1 156 000

Gesamtgebiet des Indischen Ozeans 2 913 000

III. Abflusslose (neutrale) Gebiete.

		qkm
1.	Paroo und Bulloo River	160 000
2.	Gebiet des Lake Eyre	1 080 000
3.	» » » Torrens und Gairdner	102 000
4.	» » » Frome	120 000
5.	Wimmera	88 000
6.	Restgebiet von Süd- und Westaustralien und Alexandra-Land	2 510 000
	Summa	4 060 000

IV. Gesamtübersicht.

		qkm		%
1.	Gebiet des Pazifischen Ozeans	623 000	=	8.20
2.	» » Indischen »	2 913 000	=	38.35
3.	Abflusslose (neutrale) Gebiete	4 060 000	=	53.45
	Summa	7 596 000	=	100.00

Die Areale der europäischen Stromgebiete. Dr. A. Bludau giebt im Anschlusse an seine Arbeit über die aussereuropäischen Stromgebiete eine in gleicher Weise durchgeführte Darstellung der europäischen[1]). Folgendes sind die von ihm gefundenen Resultate:

I. Die Pyrenäenhalbinsel.

I. Übersicht über die Hauptflüsse.

1. Der Ebro.

	qkm
A. Linkes Ufer	50070
1. Quelle-Segre	25240
2. Segre	23290
3. Segre-Mündung	1540
Summa	100140

[1]) Petermann's Mitteilungen 1898. p. 185.

Transport	100 140
B. Rechtes Ufer	34 910
1. Quelle-Jalon	11 550
2. Jalon und Huerva	10 920
3. Huerva-Mündung	12 440
Ebro, gesamt	169 960

2. Der Guadalquivir.

	qkm
A. Linkes Ufer	26 100
B. Rechtes Ufer	29 890
	55 999

3. Der Guadiana.

	qkm
A. Linkes Ufer	38 320
B. Rechtes Ufer	28 530
	66 850

4. Der Tajo.

	qkm
A. Linkes Ufer	33 020
B. Rechtes Ufer	47 910
	80 930

5. Der Duero.

	qkm
A. Linkes Ufer	41 230
1. Quelle-Cega	7 830
2. Cega und Adaja	8 190
3. Adaja-Tormes	5 160
4. Tormes	7 290
5. Tormes-Portug. Grenze	6 010
6. Portug. Grenze-Mündung	6 750
B. Rechtes Ufer	56 540
1. Quelle-Pisuerga	4 650
2. Pisuerga	16 140
3. Pisuerga-Esla	5 390
4. Esla	16 070
5. Esla-Mündung	14 290
Duero, gesamt	97 770

II. Übersicht über die einzelnen Flussgebiete.

1. Gebiet des Golfes von Vizcaya.

	qkm
1. Pte. de Ste. Anne—Peña de Sta. Ana	5 640
2. Peña de Sta. Ana—Cabo de Peñas	7 810
3. Cabo de Peñas—Cabo de Busto	5 730
4. Cabo de Busto—Cabo de Vares	5 450
Summa	24 630

2. Gebiet des offenen Atlantischen Ozeans.

	qkm
1. Cabo de Vares—Cabo de Finisterrre	4 050
2. Cabo de Finistere—Punta de Sta. Tecla	7 660
3. Minho	16 960
4. Minho—Duero	6 120
Summa	34 790

	Transport	34 790
5.	Duero	97 770
6.	Duero—Mondego	3 900
7.	Mondego	6 630
8.	Mondego—Tajo	3 620
9.	Tajo	80 930
10.	Tajo—Sado	220
11.	Sado	7 840
12.	Sado—Cabo de São Vicente	3 000
13.	Cabo de São Vicente—Guadiana	3 100
14.	Guadiana	66 850
15.	Guadiana—Odiel	540
16.	Odiel und Rio Tinto	4 190
17.	Arenas Gordas	410
18.	Guadalquivir	55 990
19.	Guadalquivir—Punta Marroqui (Tarifa)	6 110
	Summa	375 890

3. Gebiet des Mittelländischen Meeres.

		qkm
1.	Punta Marroqui—Almeria	11 350
2.	Almeria	2 020
3.	Almeria—Almanzora	1 990
4.	Almanzora	2 530
5.	Almanzora—Segura	3 200
6.	Segura	15 320
7.	Segura—Jucar	6 180
8.	Jucar	21 360
9.	Jucar—Guadalaviar	980
10.	Guadalaviar	5 930
11.	Guadalaviar—Mijares	2 250
12.	Mijares	4 120
13.	Mijares—Ebro	2 290
14.	Ebro	84 980
15.	Ebro—Llobregat	3 230
16.	Llobregat	4 990
17.	Llobregat—C. Cerbère	8 260
	Summa	180 980

4. Gesamtübersicht.

		qkm		%
1.	Gebiet des Golfs von Vizcaya	24 630	=	4.26
2.	» » offenen Atlantischen Ozeans	375 890	=	64.64
3.	» » Mittelländischen Meeres	180 980	=	31.10
	Summa	581 500	=	100.00

II. Die Apenninenhalbinsel.

I. Gebiet des Ligurischen und Tyrrhenischen Meeres.

		qkm
1.	Var und Roja (italienischer Teil)	'660
2.	Ventimiglia—Arno	6 850
3.	Arno	7 930
4.	Arno—Tiber	11 750
5.	Tiber	18 190
	Summa	45 380

	Transport	45 380
6.	Tiber—Gaeta	2 790
7.	Gaeta—Mte. Massico (Liri-Garigliano)	5 560
8.	Mte. Massico—Pta. di Montalto (Volturno)	8 270
9.	Pta. di Montalto—Capo Licosa (Sele)	4 230
10.	Capo Licosa—S. Lazzaro	6 530
	Summa	72 760

II. Gebiet des Jonischen Meeres.

		qkm
1.	S. Lazzaro—Pta. dell' Alice	5 830
2.	Pta. dell' Alice—Amendolara	4 270
3.	Amendolara—Genosa	8 330
4.	Genosa—C. S. Maria di Leuca	4 920
	Summa	23 350

III. Gebiet des Adriatischen Meeres.

		qkm
1.	C. S. Maria di Leuca—Ofanto	6 160
2.	Ofanto	2 860
3.	Ofanto—Pta. Pietre Nere	6 340
4.	Pta. Pietre Nere—Pescara	7 630
5.	Pescara	3 240
6.	Pescara—Ancona	7 570
7.	Ancona—Rimini	4 810
8.	Rimini—Po	10 690
9.	Po (italienischer Teil)	69 100
10.	Etsch (italienischer Teil)	3 620
11.	Küstenflüsse zwischen Etsch u. Isonzo (ital. Teil)	17 110
12.	Isonzo (italienischer Teil)	800
	Summa	139 930

Der Ursprung der Garonne. Man glaubte bisher allgemein, dass die Garonne auf dem Pic de Nethou entspringe, dem höchsten Punkte der Pyrenäen (3104 *m*), indem man annahm, dass das von der Nordseite dieses Berges herabfliessende Wasser, das sich in 2020 *m* Seehöhe in dem Erdschlunde Trou de Toro verliert, wieder im Thale Artiga Tellin zum Vorscheine käme, wo sich in 1405 *m* Seehöhe, 4 *km* von jenem Erdloche entfernt, die Guoeils de Janéon befinden, Quellen, deren Wasser in die Garonne fliesst. Der französische Limnologe E. Belloc versenkte 15 *l* konzentrierte Fuchsinlösung in jenen Schlund; die Guoeils de Janéon zeigten aber keine Spur von Färbung, und er schloss daraus, dass ein Zusammenhang beider Gewässer nicht erwiesen sei (Annuaire du C. A. F., 23me année, Paris 1897. p. 227 ff.). O. Marinelli (Riv. Geogr. Ital., IV, 9) bemängelt zwar die Belloc'schen Versuche, weil die Beobachtungszeit zu kurz, und das Quantum Farbstoff im Verhältnisse zur Wassermenge, welche dem Trou de Toro entströmt (4.5 *cbm* in der Sekunde), zu gering gewesen sei, kommt aber im Vereine mit Belloc zu dem Schlusse, dass selbst in dem Falle, dass eine unterirdische Verbindung nachgewiesen sei, dieses rein geologische Phänomen auf die Frage nach dem Ursprunge der Garonne gar keinen Einfluss haben könne, da das dem Erdloche oberirdisch entfliessende Wasser sich

durch die Esera in den Ebro ergiesst. Der Pic de Nethou gehört also dem Flussgebiete des Ebro und nicht dem der Garonne an; er bildet also auch keine Wasserscheide zwischen dem Mittelmeere und dem Atlantischen Ozeane. Die wahren Quellen der Garonne sind zwei kleine Quellflüsse im Thale von Aran in 1872 *m* Seehöhe, genannt »die Augen der Garonne«, Guoeils de Garona[1]).

Die Wasserfälle des Grossen Lule-Elf in Norbotten. Unter den zahlreichen Katarakten, welche die Flüsse Norbottens zeigen, gehören diejenigen des Lule-Elf, besonders die des Hauptquellflusses desselben, des Grossen Lule-Elf, zu den bedeutendsten. A. Lorenzen macht auf Grund der Forschungen von C. A. Pettersson und anderer darüber einige Mitteilungen[2]). »Von der Einmündung des Kleinen Lule-Elf an begegnen wir drei solchen grössern Fällen, dem Porsifall, dem Harspranget und dem Grossen Seefall, sowie einer Menge kleinerer Wasserfälle und Schnellen. C. A. Pettersson, der in den fünfziger und sechziger Jahren für das grosse, damals in Angriff genommene Kartenwerk über Norbotten zahlreiche Reisen hier unternahm, giebt in seinem verdienstvollen schwedischen Werke über Lappland, dessen Natur und Volk, eine ergreifende und wahre Schilderung des Harspranget, woselbst der Lule-Elf erst 30 *m* tief senkrecht hinabstürzt und dann durch eine schmale, 3 *km* lange Felsenrinne weiterschiesst, so dass das Flussbett auf einer Strecke von 2 *km* 75 *m* fällt. Der eigentliche Fall ist mindestens doppelt so hoch als der Trollhättan im Göta-Elf, und Pettersson glaubt, dass er an grossartigem Effekte nicht nur diesen übertreffe, sondern er vermutet auch, dass er unter allen Wasserfällen in Europa mit so grosser Wassermenge der grösste sei. In nächster Nähe sollte er eines bessern belehrt werden. Als er ein paar Jahre später den Grossen Seefall (schwed.: Stora Sjöfallet, lappl.: Ådna Muorki Kårtje) besuchte, gab er diesem den Ehrenplatz mit den Worten: Bei der Beurteilung der Grossartigkeit eines Wasserfalles müssen nicht nur die Höhen und die Wassermassen, sondern namentlich die Steilheit in Betracht gezogen werden. Bei Anwendung dieses Massstabes müsste der Grosse Seefall vor den Harspranget und wahrscheinlich vor alle Wasserfälle Europas gestellt werden. Ein Vergleich der beiden Wasserfälle ist erschwert, da die gewaltige Höhe des Harspranget auf eine längere Strecke verteilt ist, während die Wassermassen des Seefalles plötzlich in zwei Absätzen 40 *m* tief in den See Langasjaur hinabstürzen; den obern Absatz bilden zwei parallele Fälle von je 35 *m* Höhe, den untern bilden drei Fälle. Ausserdem sind die Umgebungen völlig ungleich. Beim Harspranget brausen die kolossalen Wassermassen des Lule-Elf auf einer Strecke von 2 *km* durch ein enges, unglaublich wildes Felsen-

[1]) Globus 73. p. 19.
[2]) Natur 1898. Nr. 13. p. 152.

thal. Diese Spalte ist sehr schwer zugänglich, oft unpassierbar, und es findet sich kein Punkt in der Nähe, von dem aus man das Ganze überschauen könnte. Beim Seefalle dagegen senkt sich ein breiter See, indem sein Becken unbedeutend eingeengt wird, zu einem andern herab, der unmittelbar unter dem Falle die ansehnliche Breite von annähernd 1 *km* hat, so dass das Ganze in vorzüglicher Weise von hier wie von vielen andern Punkten aus, sich überblicken lässt. Wenn beide Fälle unmittelbar nacheinander lägen, so würde man den Seefall mit dem Niagara und den Harspranget mit den Wirbeln im St. Lorenzstrome vergleichen. Der Vergleich ist etwas kühn, hat aber eine gewisse Berechtigung, da die Höhe des Seefalles ja nur 10 *m* hinter der des Niagara zurückbleibt. Es findet sich auch der Beweis, dass er einmal in frühern Zeiten eine entsprechende Breite gehabt hat, so dass das Wasser sich über die ganze Felsmauer hinabgestürzt hat, die sich nunmehr vom nördlichen zum südlichen Ufer ausdehnt. Gegenwärtig wird derselbe zwar an zwei Stellen überspielt; aber die Wassermengen, die sich hier hinabwälzen, können zu Zeiten (bei Frühjahrsfluten) ohne Übertreibung auf 1000 *cbm* in der Sekunde geschätzt werden.

Wenn man auf bisherigem, gewöhnlichem Wege, nämlich auf dem Seewege, sich dem Seefalle nähert, so kann man in einer Entfernung von ungefähr einer Meile denselben sehen, aber nur als sehr niedrigen und unbedeutenden Absatz. Man ist wenig zu der Annahme geneigt, dass dies der ganze bekannte Fall sei; aber in dieser Natur, wo alles nach so grossartigem Massstabe bemessen ist, vergisst man leicht die gehörige Reduktion der Entfernung. Je näher man aber kommt, desto höher wächst die weisse Wand, und da man sich diesem Wasserfalle fast ganz im Boote nähern kann, so übt zuletzt das grossartige Schauspiel seine ganze überwältigende Wirkung. Einen guten Überblick erhält man vom südlichen Ufer aus. Oberhalb des Falles liegt der See Kärtjejaur, dessen Wassermassen sich in zwei Hauptabsätzen in den 40 *m* tiefer liegenden See Langasjaur stürzen. Der erste oder obere dieser Absätze ist der grössere; unter seinen zwei nebeneinander liegenden Fällen ist der südliche der grossartigere. Von den drei kleinern Fällen des untern Absatzes sieht man hier nur den nördlichen. Svenonius hat die fünf Fälle, aus denen der Grosse Seefall sich zusammensetzt, nach Forschern benannt, die sich um die Erforschung dieser Gegenden verdient gemacht haben; in der obern Reihe nennt er den südlichen den Hermelins-Fall, den nördlichen den Laestadius-Fall, in der untern Reihe den südlichen nach Dübens, den mittlern nach Pettersson und den nördlichen nach Widmark. Der Hermelins-Fall giebt uns wichtige Winke bezüglich der Vergangenheit wie der Zukunft des Falles. Die wilde Kluft, in der er sich vorwärts stürzt, ist ohne Zweifel wesentlich ein Resultat der vereinigten Wirkungen der verwitternden Kraft des Frostes und der zerstörenden Kraft der Wassermassen. Starke Temperaturschwankungen kommen hier vor;

im Winter, da die Wassermengen der nordbottnischen Wasserfälle unbedeutend sind, können die zerstörenden Witterungseinflüsse hier weit stärker wirken, als dies im Süden der Fall ist. Während der Frühjahrsüberschwemmungen steigt das Wasser oft um mehrere Meter, und die Stromgeschwindigkeit wächst im gleichen Verhältnisse, so ist es natürlich, dass das durch den Winterfrost losgesprengte Material zum grossen Teile fortgeschafft wird, und zudem werden die von den obern Ufern des Elfs mitgeschleppten Stein- und Kiesmassen den felsigen Untergrund abschleifen und das Bett vertiefen. Von dem Felsen, in den die Rinne eingesägt ist, scheinen nicht viele Meter mehr übrig zu sein. Es ist zwar unmöglich, gegenwärtig zu berechnen, wie lange Zeit vergehen wird, bis er völlig durchbrochen ist; aber es ist nicht ganz unwahrscheinlich, dass dies verhältnismässig bald geschehen kann. Die zerstörende Kraft des Frostes vermag zuweilen im grossen zu arbeiten, indem er bei günstiger Lage grosse Stücke auf einmal lossprengt. Der Fels, welcher gegenwärtig mitten im obern Teile des Hermelins-Falles hervorragt, wird früher oder später herabstürzen und bei seinem Falle wesentlich zur Senkung der Schwelle beitragen, und alsdann wird der nun so grossartige Fall sich in eine lange Stromschnelle verwandeln.«

Die hydrographischen Verhältnisse des obern Nil bildeten den Gegenstand einer Studie von E. de Martonne[1]).

Bis zur Mitte der sechziger Jahre des vorigen Jahrhunderts wusste man von dem Nillaufe südlich von Nubien nichts Sicheres, und was die alten Geographen darüber berichteten, ist mehr oder weniger fabelhaft. Erst in den Jahren 1768—1773 entdeckte James Bruce den Bahr el Azrak, der aus dem Tana-See kommt, und hielt ihn für den Oberlauf des Nil. Sehr viel später (1819—1822) fand Caillaud den Bahr el Abiad und erkannte ihn als den Hauptarm, aber über dessen Oberlauf blieb er im Unsichern. Alle Bemühungen, von Norden her die Quelle dieses Nilarmes zu erreichen, scheiterten. Erst Burton und Speke, die von Sansibar aus gegen das Quellgebiet vordrangen, brachten wesentlich Neues, indem sie 1857 den Tanganyika-See entdeckten, der zunächst als Quellsee des Nil galt. Dann entdeckte Speke den Viktoria-Nyansa und 1862 im Vereine mit Grant den nach Norden gerichteten Abfluss aus demselben und vier Jahre später Baker den Albert-Nyansa, der durch den Kivira mit dem Viktoria-Nyansa in Verbindung steht. Von den Zuflüssen des Viktoria-Nyansa ist der Kagera, wie Stanley (1876) fand, bei weitem der wasserreichste, und, wie seitdem festgestellt wurde, entsteht er aus drei Quellflüssen, die also die wahren Nilquellen bilden. Die Umgrenzung des obern Nil-Beckens ist zur Zeit weniger genau bekannt, am besten noch im Süden, am wenigsten im Norden. Die meisten Zuflüsse kommen von links. »Das Becken«, bemerkt E. de Martonne, »besitzt eine merkwürdige Form, mit zwei Erweiterungen und einer Enge in der Mitte, und ist durch den Hauptfluss in zwei ungleiche Teile geteilt. Östlich vom Hauptstrome beträgt seine Oberfläche 742000 *qkm*, westlich aber 946000 *qkm*, die Gesamtoberfläche 1688000 *qkm*. Diese Eigentümlichkeit kann zwar auf tektonischen und orographischen Ursachen beruhen, sie kann aber auch durch

[1]) Zeitschrift d. Ges. f. Erdkunde in Berlin **32**. p. 303 ff.

klimatische Bedingungen hervorgerufen werden, wenn die Trockenheit von Westen nach Osten zunimmt.

Betrachten wir die Karte näher, so können wir uns überzeugen, dass eine Zunahme der Trockenheit nicht nur von Westen nach Osten, sondern auch von Süden nach Norden wahrscheinlich ist. Auf allen Karten sind immer drei hydrographische Formen unterschieden: die Seen, die Flüsse und die Wadi. Es ist leicht zu sehen, dass die Seen im Süden, die Flüsse in der Mitte und die Wadi im Norden vorwiegen.«

Über die Regenverhältnisse dieses grossen Gebietes liegen bis jetzt nur überaus mangelhafte Daten vor, und in Ermangelung von solchen hat Martonne den Versuch gemacht, aus den biologischen Verhältnissen Licht zu gewinnen.

Über die hydrographischen Verhältnisse selbst giebt er als Resultat seiner Studien folgende Ausführungen:

»Vor allem ist bemerkenswert, dass das obere Nil-Becken keine Einheit besitzt. Das ist eine Eigentümlichkeit fast aller afrikanischen Flüsse, die auf dem Mangel an orographischer Gliederung des schwarzen Erdteils beruht, aber vielleicht nirgendwo so scharf hervortritt als in dem Nil-Becken.

Das kann uns schon der erste Blick auf die Karte lehren. Dieser Reichtum an Seen bedeutet Mangel an kontinuierlichem Gefälle. Was kann der Kagera mit dem Kivira und dieser mit dem Bahr el Djebel gemein haben?

Versuchen wir, eine Gefällskurve des Flusses zu entwerfen, so tritt, ungeachtet der Ungenauigkeit des Bildes, diese Eigentümlichkeit noch viel mehr hervor.

Treppenförmig steigt der Fluss ab. Vielleicht könnte man besser sagen: Wir sehen eine Folge von bald trägen, bald wilden Flüssen, von Seen und von Sümpfen. Das Ganze mit dem einzigen Namen »Nil« zu belegen, ist nur ein geographischer Gebrauch.

Eine Einteilung des obern Nil-Beckens in mehrere hydrographische Systeme, welche ein ziemlich selbständiges Leben haben, scheint also notwendig.

Selbst die Konfiguration des Beckens mit der Verengerung in der Mitte lehrt uns einen nördlichen und einen südlichen Teil zu unterscheiden, was auch der orographische Überblick schon gezeigt hat.

Der südliche Teil, dessen Areal 490000 *qkm* beträgt, lässt sich leicht als aus zwei Systemen bestehend darstellen: nämlich aus dem Viktoria-Nyansa-System und dem Systeme der beiden Albert-Seen. Als Verbindungsglied erscheint der Kivira.

Den Kern des ersten Systems bildet die ungeheure Wasserfläche des Viktoria-Sees, die von 0° 20′ nördl. Br. bis zu 3° südl. Br. und von 31° 50′ bis 34° 50′ östl. Länge sich erstreckt. Diese Oberfläche wird zu 68000 *qkm* berechnet (Stuhlmann), d. h. zwei Fünftel des gesamten Areals seines Beckens.

Die Ursache seiner trapezoidalen Gestalt, sowie seines grossen Reichtums an Inseln werden vielleicht spätere Forschungen über die Tiefenverhältnisse und den geologischen Bau der Umrandung an den Tag bringen. Man weiss noch nicht, ob im Innern Inseln vorhanden sind.

Als Steilküste kann nur die westliche und zum Teil auch die nördliche bezeichnet werden. Beide werden von kleinern Inseln begleitet. Die grosse Sesse-Insel Stanley's wurde durch die Aufnahme von P. Brard in mehrere Inseln aufgelöst. Flachküsten bilden meistens die Süd- und Ostufer, welche von tiefen, im Süden fjordartigen Buchten gegliedert und von grössern Inseln begleitet sind.

Ob die an mehrern Punkten festgestellten, in der Regenzeit besonders starken nördlichen Strömungen eine allgemeine Abdachung des Seebodens vermuten lassen können, bleibt unentschieden.

Dass der See früher eine grössere Ausdehnung hatte, scheint sicher zu sein. Das ganze Thal des Kagera bis Kitunguru besteht aus See-

Alluvionen. Den Smith-Sund und den Emin-Golf im Süden setzen Alluvialebenen fort; in beiden ist die südliche Extremität flach und sumpfig, mit Papyrus bedeckt. Stuhlmann hat in Bukoba fünf Strandlinien auf den Felsen beobachtet und im Smith-Sund Atheria-Muscheln in einer Höhe von 1.50 *m* über dem jetzigen Wasserspiegel gefunden.

Ob der See jetzt noch zurücktritt, ist nicht leicht zu sagen, denn jährliche und mehrjährige periodische Variationen scheinen stattzufinden. Das Niveau steht im Mai am höchsten, d. h. nach den grössern Regen. Selbst tägliche Variationen sind beobachtet worden, welche Pringle in der Ugowe-Bai durch den Einfluss der Land- und Seebrise erklärt, Baumann im Speke-Golf als Ebbe und Flut betrachtet. Es wäre sehr wünschenswert, dass in den deutschen Stationen, die an der Küste liegen, Beobachtungen über den Wasserstand regelmässig gemacht würden.

Die konstanten SO-Winde verursachen sehr regelmässige Strömungen, die sich an der Südküste von O nach W, an der West- und Ostküste von S nach N fortpflanzen.

In dem Wesen dieses riesigen hydrographischen Organismus ist noch manches Geheimnisvolle, das den zukünftigen Forschern vieles Interessante darbieten wird. Seine Nahrung bekommt er von mehrern Zuflüssen, die sich in drei Gruppen verteilen lassen: die westlichen, die südöstlichen und die nordöstlichen Zuflüsse.

Die westlichen Zuflüsse sind die bedeutendsten, was die Länge und die Wassermenge betrifft. Sie sind auch die regelmässigsten. In Uganda liegt die Wasserscheide dicht am Ufer, und alle Gewässer fliessen nach Norden. Südlich vom Äquator aber ist die Abdachung des Zwischensee-Plateaus ausgesprochen östlich. Vom Nkole- und Mpororo-Hochland fliessen dem See zwei ruhige sumpfige, vom äquatorialen Regen genährte Flüsse, der Katonga und der Ruisi, zu.

Der Kagera ist der bedeutendste westliche Zufluss. Sein Becken hat ein Areal von 48600 *qkm*. Unweit der Mündung ist er 100 *m* breit und 10 *m* tief. Durch seinen gewundenen Lauf und die Unregelmässigkeit seines Gefälles ist er als ein junger Fluss bezeichnet, der mühsam in einem ganz schroffen Relief sich durcharbeitet und noch keine Einheit sich zu schaffen vermochte. Es ist ihm nicht einmal gelungen, alle Gewässer des südlichen Zwischensee-Plateaus in sich zu sammeln und dem Viktoria-See zuzuführen. Mehrere Seen scheinen noch keinen Abfluss zu besitzen, wie der mit felsigen Ufern umrandete buchtenreiche Mohasi-See, der Ikimba-See, der Urigi-See und Luensinga.

Der Kagera entsteht aus drei Gebirgsflüssen, Nyavarongo, Akenyaru und Ruvuvu. Alle sind wilde, durch starkes Gefälle, grosse Periodizität und mehrere Wasserfälle charakterisierte Ströme, deren Zuflüsse keine ausgearbeiteten Thäler haben, sondern bald in sumpfigen Becken, bald in wilden Schluchten dahineilen. Der durch Vereinigung des sumpfigen Akenyaru und des auch sumpfigen Nyavarongo entstandene Strom scheint bedeutender als der Ruvuvu. Die Periodizität ist natürlich in dem südlichsten Ruvuvu am stärksten, dessen Zufluss, der Luvirosa, seine Quelle unter 3° 45′ südlich besitzt. Bei Ruanilo fand Baumann im September: die Breite 35 *m*, die Tiefe 3 *m*. Das Flussbett mit 3 *m* hohen Ufern wird in der Regenzeit ganz gefüllt. Ungeheure Schuttmassen häufen sich, sobald das Gefälle abnimmt, und geben zur Verwilderung Anlass.

Der Mittellauf des Kagera ist durch ein sehr geringes Gefälle, flache, mit Papyrus bedeckte sumpfige Ufer und zahlreiche Nebenseen gekennzeichnet. Einige von diesen Seen treten nur während der Zeit des Hochwassers mit dem Flusse in Verbindung. Der untere Lauf zeigt im Gegensatze dazu von Latome, und besonders von Kitangule an ein starkes Gefälle. Mit zahlreichen Krümmungen eilt der Fluss in dem weiten Thale, dessen Boden ganz aus Alluvium besteht, dahin. Der Wasserstand ist durch den Einfluss der zahlreichen Nebenseen im Mittellaufe beständiger geworden. Bei Kitangule ist der Fluss 60 bis 90 *m* breit, 10 bis 12 *m* tief, von einem

überschwemmten, auf jeder Seite 100 *m* breiten Papyruswalde begleitet und fliesst in der Mitte mit einer stündlichen Geschwindigkeit von 3 bis 4 *km*. Die bedeutende Vergrösserung der Wassermenge vom Ruanyana-See an ist von keinem grossen Zuflusse verursacht worden, sondern von zahlreichen Bächen, welche die sumpfigen Thäler von Mpororo und Karagwe nicht ganz entwässern. Der in einem tief eingeschnittenen Thale von Süden nach Norden fliessende, stark periodische Kinyawassi scheint keine grosse Wassermenge dem Kagera zu bringen. Die braungelben Gewässer des herrlichen, unter 1° 5′ südl. Br in den Viktoria-See mündenden Kagera-Flusses lassen sich in dem See ziemlich weit verfolgen.

Die südöstlichen Zuflüsse des Viktoria-Sees sind gar nicht mit dem Kagera zu vergleichen. Da die Regenmenge eine viel geringere ist als westlich vom grossen See, wird die schon im obern Kagera hervortretende Periodizität so gross, dass die Flüsse während mehrerer Monate versiegen, und nur kleine Tümpel in dem Flussbette bleiben. Von dem Unyamwesi-Plateau kommen keine Gewässer; nur die westlichen Ausläufer der Randzone des östlichen Grabens, welche 2000 *m* erreichen können, senden während der Regenzeit bedeutende Wassermengen dem See zu. Der Simiu, der Ruwana und der Mori sind die bedeutendsten dieser periodischen Flüsse.

Die nordöstlichen Zuflüsse des Viktoria-Sees verdanken ihrer äquatorialen Lage und der gewaltigen Masse des Elgon eine geringe Periodizität. Vom Elgon fliessen der Sio und die meisten Zuflüsse des Nsoïa ab, welcher ein wenig östlicher in dem 2000 *m* hohen Elgeyo-Hochland sein Quellgebiet hat und in dem untern sumpfigen Laufe 55 *m* breit und 2 *m* tief, mit einer stündlichen Geschwindigkeit von vier Meilen gefunden wurde. Diese Flüsse führen viel vulkanischen Schutt mit und bauen in dem See grosse Delta auf.

So viel über die Zuflüsse des grossen Sees.

Denkt man sich, dass er durch die Verdunstung nicht weniger als 30 *ckm* jährlich verliert, und dass die Winde fast immer von SO wehen, so kann man sich die grosse Feuchtigkeit des Zwischensee-Gebietes leicht erklären.

Durch seinen Abfluss, den Kivira, verliert der See auch eine bedeutende Wassermenge, welche diejenige des Kagera um ein Drittel übertrifft.

Eine ausgesprochene Individualität kann man dem Kivira nicht zuerkennen. Vom Viktoria- bis zum Albert-See fällt er 510 *m* ab (1190 bis 680). Das mittlere Gefälle beträgt mehr als 1 *m* auf den Kilometer. In der That aber ist das Gefälle in verschiedenen Strecken ganz verschieden. Zwischen den 150 *m* breiten, 4 *m* hohen Ripon-Fällen (am Ausgange des Sees) und den Isambaschnellen ist das Gefälle sehr stark. Dann folgt ein Becken, durch welches der Fluss langsam mit sumpfigen, seenartigen Erweiterungen hinfliesst (Gita Nzige und Kiodja). Nachdem aber der Kivira sich nach Westen gewendet hat, nimmt er wieder einen wilden Charakter an. Von den Karuma-Schnellen bis zu den wunderschönen 40 *m* hohen Murchison-Fällen fällt er 400 *m* ab, mit einem mittlern Gefälle von 3 bis 4 *m* auf den Kilometer, dann fliesst er, 500 *m* breit, dem Albert-See ohne wahrnehmbare Stromgeschwindigkeit zu.

Da der Fluss von dem Viktoria-See seine Gewässer bekommt, muss die Periodizität kaum bemerkbar sein. Der Kafu bringt ihm links die Gewässer mehrerer sumpfigen, trägen Flüsse vom Unyoro zu. Vom Osten erhält er mutmasslich die Gewässer grosser Sümpfe, die Jackson leider nur von den Höhen des Elgon gesehen hat.

Das System der beiden Albert-Seen, die in einen tiefen Graben eingesenkt sind und keinen wichtigen Zufluss weder von dem östlichen, noch von dem westlichen Plateau bekommen, besitzt eine scharf ausgeprägte Individualität. Sein Areal beträgt 115200 *qkm*, wovon der Albert-See 4500, der Albert Edward-See 4320, also für die Seen 8820 *qkm*, d. h. ein Vierzehntel des Gesamt-Areals. Der Semliki bildet hier das Zentral-Organ.

Vom Albert Edward-See bis zum Albert-See fällt er 310 *m* (960—650) auf 200 *km* ab und fliesst in einer weiten Alluvialebene mit einem krümmungsreichen Laufe, die hohen steilen Ufer zerfressend. Unter 0° 1′ ist er 39 *m* breit, 3 *m* tief und fliesst mit einer stündlichen Geschwindigkeit von 5 *km*. Das Gefälle ist in der Nähe des Albert Edward-Sees sehr stark, vermindert sich aber bald und scheint sehr regelmässig zu sein. Der Abfluss ist sehr konstant. Das Wasser ist gelb, sehr trüb und gewinnt in der Nähe des Runsoro durch die wilden Bergzuflüsse eine eisenrote Farbe. Diese Wildbäche, die durch tägliche Gewitterregen genährt werden, stürmen den ungeheuern Berg herab, grosse Schuttmassen in das Thal hinabschleppend.

Der Albert Edward-See ist die Hauptquelle des Semliki. Seine Oberfläche beträgt ungefähr 4000 bis 4500 *qkm* (mit dem Ruisamba-See). Der von der vulkanischen Kette des Virunga herabfliessende Rutshurru galt für seinen wichtigsten Zufluss, bis Scott Elliot nachgewiesen hatte, dass ein in den Bergen von Mpororo unweit des Kagera sein Quellgebiet besitzender Fluss, der Rufwe, den Ostrand des Grabens durchbricht und in den See mündet. Die Süd- und Nordufer sind sehr flach, das westliche am steilsten.

Eine merkwürdige Eigentümlichkeit des Albert Edward-Sees ist der bis 0° 25′ nach Norden sich erstreckende Ruisamba-Golf, der nur durch eine enge Wasserstrasse mit dem See in Verbindung steht. Alle Gewässer des östlichen Abhanges des Runsoro fliessen diesem Nebensee zu.

Der Albert-See ist durch seine viereckige Gestalt und seine geringere Küstengliederung von dem Albert Edward-See unterschieden. Er ist ungefähr 200 *km* lang, 50 *km* breit. Das Südufer ist flach, das westliche am steilsten, das östliche meist flach und sandig, aber von einem steilen Plateauabfall begleitet, den mehrere kleinere vom Unyoro kommende, träge und sumpfige Flüsse in wilden Schluchten, um den See zu erreichen, durchbrechen.

Die beiden Albert-Seen zeigen deutliche Spuren einer Volumen-Verminderung. Seitdem Stanley den Ruisamba-See entdeckt hat, ist die Wasserstrasse, durch welche er mit dem Albert-See in Verbindung steht, enger geworden. Das südliche Ufer des Albert-Sees ist ungemein flach, sumpfig, von kleinen Inseln und Papyruswäldern begleitet. Am südlichen Ufer des Albert Edward-Sees scheint die Austrocknung am schnellsten fortzuschreiten. In der sanft nach Süden ansteigenden Ebene fand Stuhlmann in einer Tiefe von 1 *m* eine 4 bis 6 *m* dicke, 8 *m* über dem jetzigen Seespiegel liegende, mit Planorbis und Unio ganz gefüllte Schichten.

Mehrjährige Oszillationen des Wasserstandes sind wie in dem Viktoria-See sehr wahrscheinlich. In welchem Zusammenhange sie mit klimatischen Veränderungen stehen, ist bis jetzt unmöglich, zu erklären. Durch Angaben Emin Pascha's kann man feststellen, dass der Wasserstand in dem Albert-See von 1876 bis 1888 um ungefähr 3 *m* gesunken ist. Stuhlmann glaubt, dass die Senkungsperiode für den Albert-See und den Viktoria-See sich bis 1891 erstreckte. Baumann berechnet die Senkung seit 1880 zu 1 *m*.

Fügt man hinzu, dass in derselben Zeit (1876), wo der Albert-See sein Maximum erreichte, auch eine grosse Anschwellung des Viktoria-Sees von Wilson festgestellt wurde (1878), dass gerade in diesem Jahre (1878) Überschwemmungen in Lado stattgefunden haben, dass eine Seddperiode (Sedd-Grasbarren) im Kir-Gebiete nach diesem Jahre sich entwickelt hat, und dass der Tanganyika ein so hohes Niveau erreichte, dass er einen Abfluss nach Westen in den Lukuga fand, so lässt sich mit einiger Gewissheit eine Periode von 23 bis 25 Jahren erkennen.

Der Bahr el Djebel, der Abfluss des Albert-Sees, ist das Verbindungsglied zwischen den Systemen des Seen-Plateaus und des grossen mittlern Nilbeckens.

Vom Albert-See bis Lado fällt der Fluss 235 *m* auf 370 *km*. Das mittlere Gefälle beträgt fast 60 *cm* auf den Kilometer, in der That aber zerfällt der Fluss in zwei Becken und zwei schnellenreiche Strecken.

Bis 14 *km* oberhalb von Wadelaï ist das Thal von hohen Wänden umrandet. Die Stromgeschwindigkeit ist sehr gross; plötzlich aber nimmt das Gefälle ab, das Thal erweitert, sich und der Fluss wird von mehrern Inseln in zahlreiche sumpfige Arme zerteilt. Dann beginnt er, hinter Dufile, eine neue Thalstufe zu erreichen. Von hohen felsigen Wänden eng umrandet, fliesst er mit einer bedeutenden Geschwindigkeit. Zwischen Dufile und Lado beträgt der Horizontalabstand 200 *km*, der Vertikalabstand 180 *m*, das mittlere Gefälle 1.20 *m* auf den Kilometer. Sieben Stromschnellen sind bekannt: Fola, Yerbora, Makkedo, Gondji, Teremo, Garbo und Bedden.

In Lado wird der Fluss wieder ruhiger. Von da bis Chartum fällt er nur um 87 *m*. Die Wasserstandsverhältnisse in Lado zeigen eine merkwürdige Periodizität, die durch den Charakter der Zuflüsse sich erklären lässt. Da die Trockenheitsperioden in diesen Breiten, besonders östlich, wo die Regenmenge kleiner ist, schon scharf geschieden sind, und die Abdachungsverhältnisse keinem längern Strome sich zu entwickeln erlauben, sind alle diese Zuflüsse nur Chêran, d. h. sie versiegen während mehrerer Monate; doch bringen sie während der Regenzeiten (besonders der Khor Luri und die vom Schuli-, bezw. Süd-Latuka-Land kommenden Khor Assua und Khor Gomoro) dem Bahr el Djebel viel Wasser zu.

So erklärt sich die eigentümliche Kurve des Wasserstandes im Lado, welcher sein Maximum (169 *cm*) in den ersten Tagen des September, d. h. am Ende der Regenzeit, sein Minimum (150 *m*) Anfang April, d. h. gegen Ende der Trockenzeit, erreicht.

Wir kommen jetzt zu dem riesigen mittlern Nil-Becken, dessen Areal 1 198 000 *qkm* beträgt, von denen 776 000 *qkm* westlich vom Hauptflusse und nur 422 000 *qkm* östlich liegen. Von dem Seengebiete unterscheidet es sich durch den Mangel an unregelmässigen Senkungen, welche die Bildung von grossen Seen zur Folge haben. Die Flüsse sind hier die vorwiegenden hydrographischen Formen.

Die klimatischen Bedingungen sind auch ganz andere. Eine Trockenzeit (im Süden zwei) kommt überall vor und nimmt an Länge nach Norden zu, so dass die Flüsse überall eine starke Periodizität zeigen und selbst nach Norden zum Chêran oder Wadi werden.

Das Fehlen der orographischen Differenzierung geht aber so weit, dass die meisten Flüsse in ihrem untern Laufe absolut kein Gefälle haben, und da alle nach dem Zentrum des Beckens konvergieren, so entsteht eins der merkwürdigsten Sumpfgebiete, welche die Erdoberfläche darbietet. Während des Hochwassers beträgt die Überschwemmungsfläche ungefähr 60 000 *qkm*.

Alle Zuflüsse, welche hier zusammenfliessen, sind kaum durch ungemein flache Bodenschwellen getrennt und stehen während des Hochwassers durch Infiltration oder seitliche Arme miteinander in Verbindung. Ihre Ufer sind ausserordentlich flach, und die Papyrus- und Ambatch-Wälder dehnen sich so weit aus, dass nur die Palmen, die hier und da stehen, in der trostlosen Wasseröde den festen Boden vermuten lassen. Die geringste Anschwellung genügt, um die Flüsse aus ihrem Bett zu bringen oder ihnen zu einer Bettveränderung Anlass zu geben. Sumpfige Nebenseen, die von den Arabern Majeh genannt werden, welche als Relikt der frühern Überschwemmungen zu betrachten sind und nur während des Hochwassers mit dem Strome in steter Verbindung stehen, begleiten die grössten Flüsse.

Über das Wesen dieses merkwürdigen hydrographischen Organismus, welcher den Mittelpunkt des ganzen mittlern Nil-Systems darstellt, besitzen wir sehr genaue Angaben von Pruyssenaere, Emin, Junker, sowie eine ausgezeichnete Monographie von Marno.

Als Ursache dieser hydrogphischen Anomalie erkennt Morno vor allem den Mangel an Gefälle, welche den Abfluss der Gewässer verhindert und eine Tendenz zur Verwilderung in allen Flüssen verursacht. Seitenarme,

deren relative Wichtigkeit sehr veränderlich ist, besitzen alle Ströme, so dass dieses Gebiet als ein inneres Delta bezeichnet werden könnte.

Zweitens müssen die bedeutenden Niederschläge in allen Flüssen erwähnt werden. Die Sedimentablagerung findet an drei Stellen statt: wo das Gefälle sich vermindert, an den konvexen Kurven der Biegungen und an den Zusammenflüssen. Da der Bahr el Gazal und seine Zuflüsse, und besonders der Bahr el Djebel, während des Hochwassers viel Schlamm mitführen, kann der Niederschlag sehr beträchtlich sein. So werden fast in allen Zusammenflüssen flache, in der Zeit des Hochwassers überschwemmte Dämme gebaut, hinter denen grosse seichte, während der Trockenzeit von dem Flusse getrennte Teiche, wie der Mokren el Bohur und der Mechra el Reck, entstehen. Durch diese Ablagerungen wird auch das Flussbett allmählich erhöht, so dass der Strom höher als die Ebene steht.

Als dritte Ursache erscheint die ausserordentlich reiche Wasservegetation, welche sich in den Majeh während der Trockenzeit entwickelt. Aus den verflochtenen Wurzeln kräftiger Wasserpflanzen (Papyrus, Ambatch), welche mit Staub und kleinern Pflanzen (Azalla, Pistia, Ottelia, Utricularia u. s. w.) verbunden werden, entsteht ein fester Boden, der auf dem Wasser schwimmt. Sobald durch Überschwemmungen der Majeh mit dem Flusse in Verbindung steht, werden diese schwimmenden Inseln durch Wind den Strom hinabgeschleppt, häufen sich in den Biegungen und türmen sich übereinander, so dass der Fluss nicht nur im horizontalen, sondern auch im vertikalen Querschnitte ganz verstopft ist, und das Wasser aufgestaut wird oder einen seitlichen Abfluss suchen muss. Diese Grasbarren (Sedd) bilden das grösste Hindernis für die Schiffahrt. Selbst das beste Dampfschiff kann in ungünstigen Jahren gegen diese machtlos sein. So blieb hier Gessi sechs Monate lang eingeschlossen.

Bemerkenswert ist, dass die Seddbildung nicht in allen Jahren bedeutend ist, sondern sie ist um so stärker, je regenreicher die vorhergehenden Jahre waren.

Wir haben noch die Herkunft dieser ungeheuern Wassermassen zu erklären, d. h. die Zuflussverhältnisse des Kir-Gebietes darzustellen.

Unter allen hier zusammenfliessenden Strömen scheint der Sobat am wenigsten diese hydrographische Anomalie zu veranlassen. Im Gegenteil, durch den gewaltigen Stoss seines Hochwassers treibt er sogar die trägern Gewässer des Bahr el Abiad nach Norden fort. Soweit der Fluss bekannt ist, fliesst er durch eine breite Alluvialebene. Unter 9° nördl. Br. fand ihn Pruyssenaere im Juli 317 *m* breit, 8 *m* tief, mit einer stündlichen Geschwindigkeit von 2 *km* und einem Abfluss von 1066 *cbm* in der Sekunde. Die Periodizität scheint sehr stark zu sein.

Der Bahr el Djebel (in dem Sumpfgebiete Kir genannt) veranlasst in höherem Grade die eigentümlichen Verhältnisse des zentralen Sumpfgebietes. Von Lado an ist sein Gefälle sehr gering (Lado-Schambé 0.1), von Gaba Schambé an fast Null (Gaba Schambé-Fashoda 0.035). Bis Bor führt er Sand und Gefälle mit sich, die er aus den Cherân erhält, von Bor an meist Humus und schwarzen Schlamm mit Aschen und Kohlen. Schon bei Lado ist das Gefälle so gering, und der Niederschlag so beträchtlich, dass die Stromrinne stets ihre Lage verändert. Je mehr man nach Norden geht, umsomehr macht sich diese Tendenz geltend, welche schon in Bor die Bildung der Seitenarme hervorruft und in Gaba Schambé die grosse Bifurkation (Bahr el Djebel — Bahr el Zaraf) verursacht.

Die Wasservegetation scheint auch in dem Kir noch reicher als in dem Bahr el Gazal zu sein; die Majeh sind zahlreicher, die Barren, wenn nicht so häufig, doch viel stärker und fester, so dass sie nicht selten dem besten Dampfschiffe die Fahrt unmöglich machen. Der Bahr el Zaraf, der gewöhnlich nur ein Seitenarm ist, kann, wenn der Kir ganz verstopft ist, zum Hauptstrome werden.

Die Periodizität des Flusses ist in dem Sumpfgebiete noch sehr stark. Nach Pruyssenaere's Angaben sind die Gewässer um den 25. Januar am

niedrigsten, erreichen ein erstes Maximum gegen den 25. April, dann, nach unregelmässigen Schwankungen, ein zweites höheres Maximum gegen Ende September und fallen vom Oktober an langsam und regelmässig.

Der Bahr el Gazal ist kein eigentlicher Fluss, sondern eine 214 *km* lange Reihe von Sümpfen. Junker im Februar 1878 und Marno in den Monaten Januar bis März 1880 haben ihn sorgfältig aufgenommen. Junker fand bei Mechra el Reck 15, Marno nur bis zu der Mündung des Bahr el Arab 20 Barren. Mehrere Seitenarme und Majeh (19 bis zu der Mündung des Bahr el Arab) wurden festgestellt. Selbst während der Trockenzeit findet man sehr selten feste, gut erkennbare Ufer. Das Wasser ist viel heller als dasjenige des Bahr el Djebel, aber grünlich und übelriechend. Die Strömung ist, besonders in der Trockenzeit, so gering wie in einem See.

Mit Ausnahme des Jeï, der in den Nil direkt zu münden scheint, fliessen alle Gewässer, die von der Uelle-Wasserscheide kommen, dem Bahr el Gazal zu.

Vortreffliche Schilderungen über das Leben dieser Flüsse verdanken wir Schweinfurth und Junker. Sie besitzen fast alle dieselben Eigenschaften, welche durch gleiche klimatische und hypsometrische Verhältnisse hervorgerufen werden. Es sind im allgemeinen viel mehr ausgearbeitete Flüsse als diejenigen, die wir bis jetzt kennen gelernt haben. Ein Oberlauf, ein Mittel- und ein Unterlauf lässt sich überall unterscheiden.

Der Oberlauf ist durch die Identität des Strombettes und der Stromrinne, durch die Thätigkeit der Erosion und das bedeutende Gefälle charakterisiert. Die Periodezeit ist sehr stark. Während der Trockenheit fliesst nur ein wenig rosiggefärbtes klares Wasser, mitten in Grand und grossen Gneisblöcken; in der Regenzeit aber birgt jede Bodenvertiefung einen Bach oder einen Sumpf, welcher sehr oft mit dem Flusse nicht in Verbindung steht.

Der Mittellauf liegt in der mittlern Abdachungszone, stellenweise aber auch im Berglande. Das Strombett ist eine mehrere Kilometer breite Ebene, deren Boden 8 oder 10 *m* tief in die Umgebung eingesenkt ist und aus lehmigem Alluvium besteht. Die Stromrinne mit steilen, hohen Ufern durchschneidet die Ebene mit zahlreichen Windungen, bald dem rechten, bald dem linken Rande sich nähernd. Während der Trockenzeit finden sich in dem Strombette nur vereinzelte kleine Tümpel, während der Regenzeit aber ist es sehr oft ganz erfüllt. Merkwürdig ist, dass in der Stromrinne immer Wasser vorhanden ist, und dass die Überschwemmungen niemals den Rand des Strombettes überschreiten. Diese schöne Anpassung an die klimatischen Bedingungen lehrt uns, dass die Flüsse sehr alt und ganz ausgearbeitet sind.

Der untere Lauf fällt in die Zentraldepression des Kir. Er ist dadurch gekennzeichnet, dass das Strombett verschwindet, oder dass die Strombetten aller Flüsse miteinander verschmelzen, so dass alle während des Hochwassers mehr oder minder in Verbindung stehen.

Obgleich alle diese Flüsse fast dieselben Eigenschaften besitzen, lassen sich doch einige Unterschiede bemerken, besonders zwischen den östlichen und westlichen Flüssen. Während die erstern nach Norden fliessen, nehmen die zweiten, dem Gefälle des Beckens entsprechend, mehr und mehr einen reinen Südwest-Nordost-Lauf an. Da die mittlere Terrassenzone an Ausdehnung nach Westen abnimmt, so scheint in den westlichen Flüssen der Mittellauf nicht so gut wie im Osten entwickelt zu sein. So zeigt der Djur unter 7° 30′ nördl. Br. ein viel kleineres Strombett, dagegen eine tiefere Stromrinne als die östlichen Flüsse, und sein westlicher Zufluss, der Wau, hat unter derselben Breite kein Überschwemmungsgebiet. Unter 7° 25′ ist dasjenige des Pongo nur 1 *km* breit. Bei dem Tondj, Djau und Rohl scheint dagegen der Mittellauf mit allen früher erwähnten Eigenschaften entwickelt zu sein.

Was die Länge und die Wassermenge betrifft, so scheint der Djur alle zu übertreffen. Durch Vereinigung zweier, alle Eigenschaften des Oberlaufes besitzenden und von der Gegend des Baginse nach Nordwesten fliessenden Flüsse, Sueh und Jubbo, entstanden, ist er schon unter 5°10′ in der Zone des Mittellaufes eingetreten, hat 18—20 Fuss hohe, steile, in das Alluvium eingeschnittene Ufer, einen Abfluss von 200 Kubikfuss in der Sekunde (22 *cbm*) während der Trockenzeit und 2330 Kubikfuss (260 *cbm*) im Juni. Unter 7° aber, vor der Einmündung des Wau, beträgt der Abfluss im Dezember 1176, im Juni 14800 Kubikfuss (130 bezw. 1610 *cbm*). Aus diesen natürlich sehr approximativen Zahlen kann man nicht nur eine Vorstellung der bedeutenden Wassermenge, welche der von dem Wau noch vergrösserte Djur dem Bahr el Gazal zuführt, sondern auch der grossen Periodizität, welche alle diese Flüsse charakterisiert, gewinnen.

Die Länge des Djur-Stromes kann zu 700 *km* berechnet werden. Die vom Abaka-Hochlande herabfliessenden Tondj und Djau haben nur eine Stromlänge von 540 *km*, bezw. 500 *km*, und die in Makraka ihr Quellgebiet besitzenden Rohl und Jeï nicht mehr als 630, bezw. 480 *km*.

Der Mittellauf beginnt für den Tondj (hier Issu genannt) unter 5°, für den durch Vereinigung des Aïre mit dem Gosa oder Jalo entstandenen Rohl unter 5°10′.

Viel unbedeutender sind die westlichen Zuflüsse des Bahr el Gazal (Pongo, Kerré, Billi, Boru), mit Ausnahme des Bahr el Arab, dessen Wassermenge sehr beträchtlich ist, und der nicht minder stark periodisch als die andern Ströme zu sein scheint.

Nördlich vom Bahr el Arab findet man nur Wadi, deren Betten eine südöstliche Richtung haben.

Ob die Wadi des Darfur (Qued el Koh, Qued Gendy, Qued Bulbul) selbst in den regenreichen Jahren den Bahr el Arab erreichen, wie es Nachtigal annimmt, scheint sehr fraglich. Unterhalb 1200 *m* fliesst gewöhnlich kein Wasser auf der Erdoberfläche. Das Niveau des Grundwassers schwankt mit den Jahreszeiten und ist im allgemeinen um so tiefer, je mehr man sich von den Marrah-Gebirgen entfernt.

Südlich von Dara kann man kein ausgesprochenes Flussbett bemerken, Nach Angaben von Arabern muss der südliche Teil des Landes in der Regenzeit unpassierbar sein, indem er einen grossen See bildet. Ob aber damit selbständige Sümpfe oder nur diejenigen des Bahr el Gazal zu verstehen sind, kann man nicht entscheiden.

Wie auch die Sache liegen mag, es ist wenigstens sicher, dass der Bahr el Gazal von seinen südlichen Zuflüssen den grössten Teil der ungeheuern Wassermenge erhält, welche seine verderbliche Rolle in der Hydrographie des Kir-Gebietes erklärt.

Den einzigen Abfluss der grossen Sümpfe bildet der Bahr el Abiad. Nach dem Sobat scheint allein der Yal als permanenter, aber stark periodischer Zufluss in sein Thal einzumünden. Ob die Gewässer des Kordofan den Strom, selbst in regenreichen Jahren, anders als in der Form von Grundwasser erreichen, ist nicht wahrscheinlich.

So gänzlich von Zuflüssen entblösst, verdankt der Nil nur dem ungeheuern Reservoir des Kir-Gebietes die Kraft, die verbrannte Öde bis Chartum durchfliessen zu können. Wie sehr sein Leben von dem Leben des Zentral-Sumpfgebietes abhängig ist, zeigen mehrere Thatsachen. Bis nach Faschoda sind, allerdings nicht dicke, Grasbarren in den regenreichen Jahren nicht selten. Während des Hochwassers kann man schwimmende Inseln, die aus den Grasbarren stammen, den Fluss hinab bis Chartum treiben sehen. Sie ziehen immer das rechte steile, nicht selten mit 30 Fuss hohen Sandbänken versehene Ufer entlang, wo der Fluss am tiefsten, und die Strömung am stärksten ist.

Das Hochwasser tritt für den Bahr el Abiad bei Chartum im April ein. Es sind dies grüne, stinkende, an organischem Material ungemein reiche Gewässer, die aus dem Sumpfgebiete des Kir stammen und in Kairo

im Juni erscheinen. Das Hochwasser des Bahr el Azrak kommt später, es erreicht aber sein Maximum viel früher (26. August) als dasjenige des trägen Bahr el Abiad (12. September). Dieser ist im Mittel 1700 bis 3000 *m* breit, 5 *m* tief und zeigte im Jahre 1876 einen Abfluss von 369 *cbm* im März, 1050 im Juni, 4351 im September, 2720 im Dezember.«

Bodenbewegungen im Delta des Mississippi. Nach den Mitteilungen von Corthell kommen im Mississippi-Delta sehr merkliche vertikale und horizontale Bewegungen vor[1]). Am Belize-Arme, einem der vielen kleinen Mündungsarme des Mississippi, steht ein altes, vor etwa 200 Jahren erbautes spanisches Magazin, das im Jahre 1877, als die Hafendämme an der Mündung des Süd-Passes gebaut wurden, ungefähr zehn Fuss tief im Wasser stand, so dass der Meeresspiegel bis an den Bogen über dem Eingangsthore reichte. Als 19 Jahre später ein Teil des Gebäudes abgetragen wurde, zeigte es sich, dass in dieser Zeit die Senkung des Gebäudes in demselben Masse, wie in den vorangegangenen 200 Jahren, fortgeschritten war; sie betrug in 20 Jahren ungefähr einen Fuss. Da sich die Höhe des Wasserspiegels im Mexikanischen Golfe an andern Punkten als konstant erwiesen hat, eine Veränderung des Meeresniveaus also ausgeschlossen ist, so kann das Untertauchen jenes Gemäuers seine Ursache nur in dem Einsinken des Deltas haben, das sich auch in Verschiebungen der Wasserstandsmarken und in den Überflutungen ehemals bebauter Ländereien zu erkennen giebt. Ausser in dieser vertikalen Bewegung befindet sich der Boden des Deltas auch in einer gewissen horizontalen Bewegung; eine genau gemessene Grundlinie von 700 Fuss hatte sich im Verlaufe von fünf Jahren um zwölf Fuss ausgedehnt. Die Gefahr für die Zukunft des Deltas beruht nun in den durch die Errichtung der Uferdämme veränderten Bedingungen der Sedimentablagerung des Flusses. Durch jene Uferdämme werden Überschwemmungen durch den Fluss verhindert und dadurch wird ein Wachstum der Sedimentablagerungen im Delta unmöglich gemacht, während auf der andern Seite der Boden des Deltas immer tiefer einsinkt und unter das Niveau des Meeres zu sinken droht. Die Dämme, welche die jetzige Generation zum Schutze gegen die Überschwemmungen des Flusses errichtet hat, werden in späterer Zeit die Ursache für den Untergang des ganzen Deltas sein, wenn nicht zu rechter Zeit, ähnlich wie in Holland, das Meer durch mächtige Dammbauten an einem Überfluten des Deltas verhindert wird.

Das Oxusproblem in historischer und geologischer Bedeutung behandelte Prof. Joh. Walther[2]). Er bemerkt, dass man in Europa noch im ersten Viertel des 17. Jahrhunderts den Aral-

[1]) National Geographic Magazine 1897. 12. Hettner's geogr. Zeitschrift 1898. p. 171.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1898. p. 204.

see nicht gekannt habe, sondern glaubte, Jaxartes und Oxus mündeten in das Kaspische Meer, welchem man demnach eine von Ost nach West eiförmige Gestalt zuschrieb, obgleich arabische Schriftsteller schon damals die richtige Gestalt kannten. »Durch die Reise des englischen Handelsmannes Jenkinson, der im Jahre 1558 von Astrachan nach Buchara reiste, wurde das irrige Bild fixiert, und einige Missverständnisse in seinem Reiseberichte haben den europäischen Gelehrten bis in die neueste Zeit Anlass zu umfangreichen Erörterungen gegeben. Jenkinson landete bei Tjuk Karagan an der Halbinsel Mangischlak und, nachdem er die geographische Breite des Ortes ziemlich genau angegeben hat, sagt er: dies ist der südlichste Punkt des Kaspischen Meeres. Auf der grossen Karawanenstrasse reist er nach Chiwa und gelangt nach 20tägiger Wüstenreise an eine Bucht mit süssem Wasser, die er für einen Teil des Kaspischen Meeres hält. Man hat stets auf den zweiten Teil dieser Angabe das Hauptgewicht gelegt, während die Beschaffenheit des Wassers eine viel bedeutungsvollere und untrügliche Beobachtung ist. Jenkinson konnte sich irren, welchem hydrographischen Gebiete die Bucht zuzurechnen sei, aber niemals wird sich ein Wüstenreisender irren in der Angabe, dass er süsses Wasser getrunken habe.

Um den geographischen Irrtum von Jenkinson zu erklären, hat man angenommen, dass die Karawane nach dem Karabugas gelangt sei. Das Kaspische Meer hat bei Kjuk Karagan einen Salzgehalt von 1.3 %, bei Krasnowodsk von 1.6 %, am Kaidakbusen von 3 %. Ich habe mehrfach im Kaspi gebadet und kann versichern, dass das Wasser vollkommen ungeniessbar ist. Der Karabugas hat nun sogar einen noch viel höhern Salzgehalt, und es ist völlig ausgeschlossen, dass Jenkinson dort gewesen sei.

Ich schliesse mich vollkommen Lenz an, der auf Grund dieser Umstände annimmt, dass Jenkinson an einer Bucht des Aralsees das süsse Wasser gefunden habe.

Bei seiner Weiterreise gelangt er an einen Fluss und sagt: »Ich bemerke, dass in vergangenen Zeiten hier der grosse Fluss Oxus mündete, der jetzt nicht mehr so weit gelangt, sondern in einen andern Fluss, genannt Ardok, fällt, welcher nordwärts fliesst und sich in dem Erdboden aufzehrt.« Ein Blick auf die Karte zeigt uns sofort die Richtigkeit dieser Angaben, denn von dem westlich laufenden Taldyk zweigt der Hauptarm des Amudarja, der Ulkun, nach Norden ab, und sein Wasser verdunstet im Aralsee.

In Chiwa hörte Jenkinson erzählen, dass früher die ganze Wassermenge des Oxus in die westliche Bucht des »Kaspischen Meeres« geflossen sei. Aber aus Angst vor den Russen hätten die Turkmenen einen grossen Damm aufgeworfen und dadurch den Fluss nach Norden abgelenkt.«

Die Ansicht der nomadisierenden Bewohner des Landes, dass der Oxus früher in das Kaspische Meer geflossen sei, ist durch die Trockenthäler (Uadis) veranlasst worden, welche sich in der zentral-

asiatischen Wüste wie in andern Wüsten finden. »Wer zum ersten Male,« sagt Prof. Walther, »den vegetationslosen Boden einer Wüste betritt, wird durch eine Reihe befremdender Erscheinungen überrascht, aber den seltsamsten Anblick gewähren die Uadis oder Trockenthäler, die nach allen Richtungen durch die Wüste ziehen. Bald kreuzt unsere Karawane in der weiten dürren Ebene eine flache Thalrinne, die sich durch reichlichen Pflanzenwuchs auszeichnet. Weithin verfolgt unser Auge das blaugrüne Band durch die gelbe Wüste, aber kein Wasser ist darin zu finden, und selbst nach den Spuren früherer Rinnsale suchen wir oftmals vergeblich. Das andere Extrem eines Uadis tritt uns in der Felsenwüste entgegen. Am Rande des weit ausgedehnten Plateaus beginnt eine enge, unheimliche Schlucht; wir verfolgen tagelang ihren Lauf. Bald weichen die 100 *m* hohen senkrechten Felswände amphitheatralisch auseinander, bald zweigen sich kurze Seitenthäler ab, bald befinden wir uns in einem Bergkessel, aus dem nur ein versteckter Spalt den Ausgang finden lässt — aber soweit wir auch wandern, nirgends mildert sich die Steilheit der Thalwände, und drei Tagereisen drang Georg Schweinfurth in das Uadi Rischrasch vom Nilthale hinein, ohne dass er einen Weg auf das Wüstenplateau fand; er musste denselben Weg zurückkehren, auf dem er in das Felsenlabyrinth hineingedrungen war. Und auch in diesen Thalschluchten vermissen wir oftmals die Spuren des Wassers, das sie ausgenagt haben möchte. Wo aber Wüstenebenen und Felsenwüsten miteinander in wiederholtem Wechsel auftreten, da wandelt sich natürlich auch die Gestalt der Trockenthäler, und so können wir wohl viele Meilen weit ein scheinbar einheitliches Thalsystem durchwandern, das bei einem genauen Nivellement in eine Reihe sekundär verbundener Thalabschnitte zerfällt.

Zwei Kräfte sind miteinander an der Bildung dieser Trockenthäler thätig. Die seltenen, aber dann mit grosser Gewalt herniederstürzenden Strichregen reissen die Erde auf, aber nur so weit, wie das rasch versiegende Wasser kräftig genug ist. So entstehen überall kurze, isolierte Thalrisse. Lange Jahre ohne einen Regentropfen folgen darauf; und in dieser Zeit modelliert der Wind weiter, was das Wasser begonnen hat. So verschwinden bald die Spuren des Wassers, die abhebende Thätigkeit des Windes nagt an den Wunden der Erdrinde und bildet allmählich jenes System von Trockenthälern aus, das für alle Wüsten so charakteristisch ist.

Bis in die neueste Zeit haben sich die Geologen über die Entstehung der Uadis gestritten, und so darf es uns nicht wundern, wenn auch die Wüstenbewohner ihre besondern Ideen über die Bildung der Trockenthäler haben. In Nordafrika wurden vier verschiedene Thalsysteme von den Beduinen unter dem Namen Bihar-bela-ma für alte Nilbetten gehalten; diese Hypothese wurde auch von Geologen geteilt, bis die Deutsche Expedition nach der Libyschen Wüste unter Rohlfs endgültig zeigte, dass diese »alten Nilbetten« mit dem heiligen Strome nichts zu thun haben.

Auch durch die zentralasiatische Wüste ziehen solche Trockenthäler, und wie die afrikanischen Beduinen nur den Nil dafür verantwortlich machen konnten, so behaupteten die asiatischen Turkmenen, dass der Oxus diese Trockenthäler gebildet habe.«

Prof. Walther hat auf der transkaspischen Bahn die Gegend zwischen dem südlichen Teile des Kaspisees und dem Oxus durchschnitten. Östlich von Murghab sieht man auf 200 *km* nichts als gelben Sand und eine Düne hinter der andern. »Alle Sandberge haben Halbmondgestalt. Unter dem Einflusse des während des Sommers wehenden Nordwindes hat sich ein ganz allmählich nach S aufsteigender Sandrücken gebildet, der dann mit scharfem Rande in eine halbkreisförmige Bucht 8—12 *m* tief hinabstürzt. Zwei Sichelarme umgeben das Thal, aus dem sich ein neuer Sandrücken heraushebt. Tausende solcher Sicheldünen oder Barchâne bedecken hier wie in andern Wüsten das weite Land und wandern unter dem Einflusse des Nordwindes während des Sommers 18 *m* nach Süden. Im Herbste wechselt der Wind und setzt von S her ein. Ich war bei Buchara, als ich gerade eine Situationskarte von etwa 100 Sicheldünen aufnahm, Zeuge dieses Windwechsels und befand mich in der glücklichen Lage, trotz des sehr unangenehmen Sandtreibens die Formveränderung der Dünen zu studieren. Der scharfe, nach S gerichtete Dünenkamm verschwand, der Steilabsturz verflachte sich, die Sichelarme wurden kürzer, und innerhalb einer Stunde wanderte die Düne um $^1/_2$ *m* nach N zurück. Dieses Rückwärtswandern beträgt nach den Angaben russischer Ingenieure 12 *m* im Winter, so dass in jedem Jahre ein Überschuss von 6 *m* Sand durch Wegschaufeln von dem Geleise entfernt werden muss. Mitten zwischen den zahllosen Sandbergen bemerken wir hier und da eine langgestreckte Vertiefung. In ihr ist die Vegetation etwas reicher, und statt des Sandes scheinen gelbe Steine den Boden zu bilden. Bei genauerer Untersuchung erkennen wir aber, dass es verhärteter Thonschlamm ist, der, bei gelegentlichen Regengüssen von den Dünen zusammengeschwemmt, in der Vertiefung eingetrocknet ist. Man nennt diese Vertiefungen Schoren.«

So wie die Bahn sich dem Flussgebiete des Oxus nähert, wechselt die Szenerie. »Die Dünen werden niedrig und verlieren ihre Halbmondgestalt; auf den unregelmässig geformten Sandhügeln wachsen stachelige Akazien, ginsterähnliche Ephedragebüsche, und ein dichter Filz vertrockneter Carexwurzeln bindet den Sand. Die Farbe des gelben Dünensandes wird grau und grünlich, der Thongehalt nimmt zu; und da, wo bei Hochwasser die letzten Wassertümpel eintrocknen, erfreut der bunte Teppich dickblätteriger Salzpflanzen. Kanäle durchziehen den grauen Schlammboden, Mais, Gemüse, Baumwolle gedeiht auf dem fruchtbaren Alluvium. Maulbeerbäume, von Reben umrankt, zeugen von Seidenkultur, und zwischen hohen Pappeln stehen die Gehöfte bucharischer Bauern. Graues, schlammiges Wasser wird durch tiefe Kanäle geleitet, deren Rand mit 4 *m* hohem Schilfe bewachsen ist.

Gegenüber der breiten, von zahllosen Kanälen durchschnittenen Überschwemmungsfläche auf dem linken Flussufer ist das rechte Ufer steil und schmal; gleich hinter der Hochwasserterrasse erheben sich die gelben Dünenberge; und bald sind wir wieder mitten im Sandmeere, und unser Auge erblickt ringsum nur gelbe Barchâne.

Wie die Untersuchungen von Schmidt und Dohrandt ergeben haben, ist der Amudarja sechs Wochen lang zugefroren. Nach dem Eisgange im März, der bei niedrigem Wasserstande erfolgt, beginnt der Strom langsam zu steigen, und wenn im Sommer der Schnee auf dem Pamir schmilzt, dann tritt das 3 *m* höhere Hochwasser ein. Weithin überschwemmt dann der Fluss das linke Flachufer, während seine Fluten mit heftiger Gewalt an dem rechten Steilufer nagen und die Dünenberge unterwaschen, dass sie in den Strom hinabstürzen. Ein auf dem rechten Ufer bei Pharab gebauter Schutzdamm musste im Sommer 1896 durch 8000 Arbeiter Tag und Nacht gegen die Angriffe des Stromes geschützt werden, und Ingenieur Kikodze schätzt das Drängen des Amudarja nach rechts auf 5 *km* im Jahrhunderte.

Während also die Dünen der Karakum im Jahrhunderte 600 *m* nach S wandern, bewegt sich der Fluss in derselben Zeit 5000 *km* nach NO und beschleunigt auf diese Weise die Bewegung des Sandes über das Flussbett hinüber.

Indem nun der vielverzweigte Strom nach rechts wandert, müssen auf seinem linken Ufer immer neue Kanäle und Flussarme veröden, gerade so, wie im Deltagebiete des Euphrat die linksseitigen Mündungsarme eintrocknen. Anfangs werden sie noch bei Hochwasser durchflutet, dann bildet der Flussschlamm einen Damm — Menschenhand mag oftmals dabei helfen —, und es entstehen langgestreckte thalähnliche Vertiefungen, in denen das verdunstende Wasser seinen Schlamm und seine Salze zurücklässt.

Der Oxus führt jährlich 50 *ckm* Wasser in den Aralsee, der Jaxartes fügt 17 *ckm* noch hinzu; also fliessen diesem abflusslosen Becken in jedem Jahre 67 *ckm* Wasser zu. Aber die Menge des während eines Jahres verdunstenden Wassers beträgt nach sorgfältigen Ermittelungen 72 *ckm*, so dass (in den siebziger Jahren) jedes Jahr ein Defizit von 5 *ckm* entsteht, und der Wasserspiegel dementsprechend sinkt.

Bei dieser hohen Verdunstung ist es begreiflich, wie rasch selbst breitere Flussarme austrocknen können, wenn sie durch das Rechtswandern des Flusses aus dem Stromkanale ausgeschaltet worden sind. Und wir finden nichts Wunderbares darin, wenn wir erfahren, dass der breite westliche Oxusarm, der als Taldyk in den Aralsee hineinströmt, nach den Berichten der Eingeborenen früher sehr wasserreich war, während er jetzt nur noch $^1/_9$ der gesamten Wassermenge zum Aralsee leitet, und dagegen $^7/_9$ durch den Ulkun-Arm strömen. Westlich vom Taldyk befindet sich ein langgestreckter See, der höchstwahrscheinlich früher ein Flussarm war, und wenn

auch der Steilabsturz des Usturt-Plateaus jede Möglichkeit nimmt, dass ein Arm des Amudarja von hier nach NW, dem Mertwyi-Kultuk-Busen des Kaspi zugeflossen sei, so ist es doch höchstwahrscheinlich, dass die Chiwinzen auf Grund eines historischen Ereignisses Jenkinson erzählten, wie durch Menschenhand einstmals ein westlicher Mündungsarm abgedämmt worden sei. Wo die Naturkräfte einen Fluss nach rechts abdrängen, da wird Menschenhand leicht diesen Vorgang unterstützen können.«

Besonderes Gewicht legt Prof. Walther auf den Umstand, dass der Oxus ein sehr schlammreicher Fluss ist. »Ungeheure Sümpfe, mit 4 *m* hohem Schilfe bewachsen, fangen am Seeufer den Schlamm auf. Die vermodernde Pflanzensubstanz mischt sich dem Sedimente bei, und so bildet sich im Delta des Oxus eine dunkelgraue Ablagerung von Flussschlamm, die für die Diagnose des Flusses ebenso charakteristisch ist wie seine Wassermenge. Aber dieser Schlamm wird nicht allein im Delta und auf dem flachen linken Flussufer abgesetzt, sondern in der ganzen Breite des Strombettes. Beständig bilden sich neue Schlammbänke; am Boden des Flusses fand man bei den Lotungen eine bis 60 *cm* dicke Schicht weichen Schlammes; und beständig wechselt das Fahrwasser, so dass die von Tschardschui nach Nukuss fahrenden Raddampfer sehr oft aufsitzen.«

Tiefbohrungen (bis zu 50 *m*) quer über das Flussbett behufs Anlage einer eisernen Brücke bei Tschardschui haben das absolute Fehlen von Meeresresten ergeben, so dass also die Fluten des Aralokaspischen Meeres niemals bis dort reichten, der Grund des Flussbettes vielmehr auf Wüstenboden ruht. Der Flussschlamm liegt bis zu 23 *m* Dicke, so dass also der Oxus schon seit Jahrhunderten denselben Schlamm führt wie heute. Wenn er also voreinst in den Busen von Krasnowodsk des Kaspisees mündete (wie das angebliche Bett Usboi beweisen soll), so müsste man auch dort eine Schicht von Flussschlamm finden. Aber weder Prof. Walther gelang dies, noch fand sich solcher bei zwei Brunnenbohrungen im vermuteten voreinstigen Mündungsgebiete. Ihr vollständiges Fehlen ist demnach als sicherer Beweis zu betrachten, dass der Oxus dort niemals ins Kaspische Meer geflossen ist. Da aus topographischen Gründen der Amudarja nur in der Balchanpforte nach dem Kaspi gemündet haben kann, so ist damit auch jede andere Möglichkeit eines solchen Zusammsnhanges widerlegt.

Die Trockenthäler des Usboi und des Ungus stimmen nach Prof. Walther vollkommen mit den Uadis überein, die nach allen Richtungen durch die nordafrikanischen und arabischen Wüsten ziehen, und mit den Trockenthälern, die in den nordamerikanischen Wüsten verfolgt werden können. »Auch die für Meeresauswaschungen gehaltenen Schori und Tschinki der Turkmenen finden in den genannten Wüsten ihr Äquivalent, und wenn wir erkennen, dass Zentralasien schon lange Perioden hindurch eine Wüste war, und dass das Wüstenklima umgestaltend auf Berg und Thal einwirkt, dann müssen wir

auch diese Reliefformen in Transkaspien für neuere Bildungen halten, deren Ursachen nur in dem jetzt dort herrschenden Wüstenklima gesucht werden dürfen.«

»Die nach allen Richtungen durch die transkaspische Wüste ziehenden »Thalrinnen ohne Wasser« sind keine Flussbetten, sondern charakteristische Wirkungen des Wüstenklimas, entstanden durch temporäre Wolkenbrüche, umgebildet durch den Wind. Ein ursächlicher Zusammenhang zwischen den verödeten Kanälen im Delta des Amudarja und den Trockenthälern der benachbarten Wüste existiert nicht, und die topographischen Zusammenhänge sind eine spätere Wirkung der Atmosphärilien.«

Die Flusserosion konnte von J. Brunhes unter sehr günstigen Umständen an einem oberhalb Freiburg (Schweiz) an dem Gipfel einer der zahlreichen Krümmungen der Savine im Jahre 1870 bis 1872 angelegten Wehr studiert werden. Hier hatte man gleichzeitig durch einen Molassevorsprung, der das konvexe Ufer der Krümmung bildet, einen 100 *m* langen, sehr leicht geneigten Abzugskanal ausgegraben, der in einem Wasserfalle von 9 *m* Höhe endet. Dieser Kanal ist verhältnismässig schmal im Vergleiche zum Reservoir; das Wasser erreichte hier oft eine Höhe von 1 *m* und stieg bei einem ungewöhnlichen Hochwasser auf 4 *m*; der Kanal, der mit 55 *m* Breite beginnt, verengt sich und hat in der Mitte nur 28 *m*; es ist daher natürlich, dass sich in ihm zahlreiche Wirbel bilden.

Im November 1897 wurde infolge der ungewöhnlichen Trockenheit der Boden des Kanales eine Woche lang trocken gelegt und bot so Gelegenheit, die Erosionswirkungen, die in einem Vierteljahrhunderte in der gleichmässigen, weichen Molasse erzeugt waren, zu studieren. Hier waren besonders interessant die Töpfe, welche das Flussbett, namentlich jenseits seiner Verengerung, besäeten, und von denen Verf. eine grosse Zahl ausgeleert, gemessen und photographiert hat.

Die Wände dieser Töpfe sind nicht vertikal, sondern gewöhnlich hängt der obere Rand der Höhle über. Am schönsten konnte man dies an zwei benachbarten Töpfen sehen, die sich vereinigt hatten; die frühere Scheidewand hatte nur eine 0.15 *m* lange Zunge am obern Rande zurückgelassen. Nichts beweist nach dem Verf. besser die Thatsache, dass das Wasser nur mittels der Ladung von Kieseln und Sand, die es mit sich führt, die korrodierende Wirkung ausübt. Der Boden der Töpfe ist entweder einfach konkav oder besitzt einen konischen Vorsprung, der von einer ringförmigen Vertiefung umgeben ist; in letzterem Falle liegen die verschiedenen Punkte, welche den Boden der Vertiefung ausmachen, nicht in einer horizontalen Ebene, sondern in einer Spirale. Verf. betrachtet diese beiden Formen als verschiedene Stadien der Topfbildung: die mit dem Kegel in der Mitte sind noch unvollendet, der Wirbel ist in voller Thätigkeit unterbrochen worden und hat die Spiralen als

Zeichen seiner Wirkung hinterlassen; die mit konkavem Boden sind fertig, der Wirbel hat wegen der fortschreitenden Tiefe seine Wirkung verloren, und was früher Bohrmaterial gewesen, wurde später Füllmaterial. Nur selten kommt es vor, dass ein kräftigerer Wirbel noch in dem konkaven Boden ein engeres Loch gräbt. Mit dem Alter werden diese Vertiefungen zylindrisch und ihr Boden horizontal.

Der grösste unter allen Töpfen des Abflusskanales ist elliptisch und hat folgende Dimensionen: SO—NW-Durchmesser = 0.535 *m*, NO—SW-Durchmesser = 0.742 *m*, Tiefe = 1.21 *m*[1]).

11. Seen und Moore.

Der Hallstätter See. Derselbe ist vor einem halben Jahrhunderte von Simony zum Gegenstande einer limnologischen Untersuchung gemacht worden. Seit jener Zeit haben aber alle hier in Betracht kommenden Wissenszweige so bedeutende Fortschritte gemacht, dass eine neue limnologische Studie über den Hallstätter See wissenschaftlich von grossem Interesse ist. Eine solche hat Dr. Josef Ritter Lorenz von Liburnau seit 1892 unternommen und die Ergebnisse derselben unlängst veröffentlicht[2]).

Bei dieser Arbeit stand ihm die Unterstützung einer grossen Anzahl von Fachmännern der verschiedenen in Betracht kommenden wissenschaftlichen Disziplinen zur Seite, so dass die Ergebnisse eine sehr hohe wissenschaftliche Bedeutung beanspruchen dürfen. Wir geben nur eine kurze, auf das Physiographische beschränkte Analyse dieser Untersuchungen.

Der Hallstätter See ist der dritte der grössern Traun-Seen, die sämtlich im Gebiete der nördlichen Kalkalpen in hochgelegene Thalsenkungen eingebettet sind.

»Im Süden, in der Gegend des Hauptzuflusses der Traun, fällt der östliche Teil des Dachsteinplateau und des sich daran schliessenden Koppen aus der Höhe von 1500—1900 *m* (ungerechnet die aufgesetzten höhern Kuppen) steil zum Seerande mit rund 500 *m* absoluter Erhebung ab.

Das östliche Ufer bildet nach der ganzen Länge des Sees das Steilgehänge des gleichfalls zu 1600—1900 *m* ansteigenden Saarstein, der vom Koppen nur durch die krumme tiefe Traunfurche getrennt ist.

Im Westen senken sich die oben meist mehr abgestuften Lehnen des Blassenstockes aus der Höhe von abermals 1500—1900 *m*, und zwar zuletzt steil abgebrochen zum See hinab. Tiefe, schmale Furchen, deren Grund von ca. 700—600 *m* allmählich zum Niveau des Sees sinkt, sind quer auf die Längsrichtung des Sees in den Gesteinskörper eingeschnitten, welcher aus den genannten Gebirgsteilen be-

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1898. p. 255.
[2]) Mitteil. d. k. k. Geogr. Ges. in Wien 1898. **41.** Nr. 1 u. 2.

steht und durch die Gleichartigkeit des Gesteines, sowie durch die übereinstimmenden Plateauhöhen als ein ursprünglich zusammengehöriges Ganzes erscheint. Diese Furchen sind insbesondere die Rinnsale des Waldbaches, des Mühlbaches, der Gosau-Ache, sämtlich an der Westseite des Sees.

Im Norden, am untersten Teile des Sees, treten die begleitenden steilen Höhenzüge etwas weiter auseinander und lassen ein breiteres Traunthal offen, das erst 7 *km* abwärts, bei Lauffen, sich zu einem kurzen Felsen-Defilé verengt.

Über die horizontalen Dimensionen des Sees liegen die Angaben verschiedener Autoren vor, von denen aber kaum zwei miteinander übereinstimmen. Die Abweichungen sind, wie bei Seen überhaupt, erklärlich daraus, dass man über jenes Wasserniveau, dessen Verschneidung mit dem Festufer die Umgrenzungslinie eines Sees bilden soll, entweder keine sichern Daten besitzt oder über dieselbe verschiedener Ansicht ist. Beides ist beim Hallstätter See der Fall.

Als die wahrscheinlich richtigsten nimmt Verf. an:

Länge der Mittellinie zwischen beiden Ufern . .	8.2	*km*
Grösste Breite (im südl. Teil)	2.1	»
Umfang	22.0	»
Flächeninhalt	8.59	*qkm.*

Die absolute Höhe des Wasserspiegels beträgt nahezu 508 *m.*

Der See lässt zunächst zwei ungleichartige und ungleich grosse Hauptteile oder Sektionen unterscheiden: den grössern, obern (südlichen), welcher am Eintritte der Traun beginnt, allwärts rasch zur Tiefe abfällt und die tiefste Senkung des ganzen Beckens enthält; dann den kleinern untern (nördlichen) mit meist weit flachern Beckenrändern und geringen Maximaltiefen. Den ersten Abschnitt können wir kurz als das Becken von Hallstatt oder den obern »See«, den zweiten als das Becken von Steg (nach der Ortschaft am Ausflusse des Sees) oder den »untern See« bezeichnen. Die Grenze zwischen beiden wird durch eine Einschnürung markiert, welche hauptsächlich vom vorgeschobenen Delta des Gosaubaches verursacht wird; diese kurze Strecke ist der mittlere See und kann auch nach der dort bestehenden Station »Gosaumühl« als »Enge von Gosaumühl« bezeichnet werden.

Unter den Zuflüssen des Sees ist die Traun der wichtigste. Da sie aus drei Armen zusammenfliesst, welche durch je einen See (Grundlsee, Altausseer-See, Öden-See) geklärt sind, kommen für die Sedimente, welche sie dem Hallstätter See zuführt, nur die von ihr unterhalb jener drei Klärungsbecken berührten Ufergesteine und Ablagerungen in Betracht. Diese bestehen sehr vorwiegend aus Dachsteinkalk, dann aus Glazial- und Gehängeschutt, der selbst wieder fast ganz aus Kalksteinfragmenten zusammengesetzt ist. Die Traungeschiebe sind also hier Kalkgeschiebe. Beim raschen, oft kataraktenartigen Laufe durch das steil abfallende Koppenthal wird der Detritus fast unvermindert bis zum Thalausgange bei Koppen-

winkel mitgerissen, wo nun der Fluss über seine eigene alte Anschüttung, die einen flachen, von Sumpfterrain begleiteten Kegel bildet, noch immer mit ziemlich grosser Geschwindigkeit dem See zueilt.

Von kleinern Einflüssen und Bächen sind zu erwähnen die Überfallwässer kesselartiger Felsenreservoirs an den Ufergehängen, wovon das instruktivste Beispiel der als »Kessel« bekannte Quellort bietet. Daselbst steigt man vom See aus etwa 4.5 *m* hoch über die Uferfelsen landeinwärts und kommt alsbald an den scharfen Rand eines Kessels von ca. 12 *m* Durchmesser mit steilen, zum Teil überhängenden Innenwänden, an dessen Grunde in trockenern Zeiten, 4.5 *m* unter der Kante — also im Niveau des Sees — ein ruhiger Wasserspiegel erscheint. Aus diesem Felsentümpel dringt durch die Spalten des Gesteines, welches zwischen dem Kessel und dem See liegt, fast immerwährend Wasser heraus und fliesst in kurzem Laufe dem See zu; nach starken Regengüssen aber füllt sich der Kessel durch von unten heraufdringendes Wasser unter grossem Gebrause, fliesst über, und eine mächtige Kaskade fällt gegen den See hin. Bei diesem Kessel liegt der Bau des Reservoires deutlich zu Tage. An andern Stellen aber erscheint nur der untere, mehr stetige Ausfluss eines im Gesteine verborgenen Kessels, oder es fehlt ein solcher unterer Ausfluss, und tritt nur zeitweise über den Rand des innern Kessels, wenn dieser überfüllt wird, ein Sturzbach heraus.

Schon Buch und später Simony erwähnen, dass unter dem Seespiegel kalte und warme Quellen auftreten, und v. Liburnau findet dies bestätigt. Was die Veränderung im Wasserstande des Sees anbelangt, so bringt der Winter bei festliegendem Schnee und teilweise gefrorenen Zuflüssen den niedrigsten Wasserstand mit dem Minimum im Februar; mit dem Auftauen im Frühjahre hebt sich der See und erreicht im Mai durch die ausgiebigste Schneeschmelze auch der höhern Einzugsgebiete ein Maximum. Ist diese Art der Anreicherung vorüber, so fällt der See im Juni und Juli und erhebt sich erst im August wieder zur selben Höhe wie im Mai, worauf mit der Abnahme der Regenmenge im September und Oktober ein unstetes, im November und Dezember ein stetiges aber langsames, im Januar rapides Fallen eintritt.

Die Wellenhöhe erreicht 0.5—1 *m*, Sturmwellen steigen bis zu 1.6 *m*, doch sollen ausnahmsweise auch 3 *m* hohe Wellen beobachtet worden sein. Was die Durchsichtigkeit des Seewassers anbelangt, so ist sie in den Monaten November bis Februar am grössten, aber im allgemeinen erheblich geringer als in vielen andern Seen. Bezüglich der Wasserfarbe ist zu bemerken, dass im ganzen die dunklern Nüancen von Grün nicht selten mit Trübung bis ins Graugrüne weitaus vorherrschen.

Bezüglich der Wassertemperatur findet sich folgendes: Es fielen die Maxima für die Oberfläche und für 0.2 *m* Tiefe auf Ende Juli, für die tiefern Horizonte bis inklusive 60 *m* mit einer fast ein-

monatlichen Verspätung gegen Ende August, endlich für 100 *m* auf den Anfang des September und bewegten sich zwischen 15.4° und 4.8°. Die Minima ergaben sich durchgehends im Februar, und zwar mit nahezu gleichen Beträgen zwischen 4.6 und 4.4°. Auffallend ist, dass das Minimum in der Tiefe von 60 *m* um 0.1° wärmer als in 5 *m*, 10 *m*, 30 *m* und selbst 100 *m* und überdies im gleichen Betrage noch im März anhielt, während in den andern Schichten schon wieder ein Steigen der Temperatur stattfand.

Was die Art und Weise der Entstehung des Hallstätter Sees anbelangt, so lässt sich darüber zur Zeit nichts Spezielles sagen; v. Liburnau hält einfach daran fest, dass dieser See ein Thalsee und in der Erklärung seines Vorhandenseins nicht von der Geschichte der Ausgestaltung des Traunthales zu trennen sei.

Studien an den süd-österreichischen Alpenseen. Die Untersuchungen der österreichischen Alpenseen, welche mit Unterstützung des k. k. österreichischen Ministeriums für Kultus und Unterricht durch die Proff. A. Penck und E. Richter in Bezug auf die Tiefen- und Temperaturverhältnisse derselben ausgeführt wurden, sind kartographisch in einem »Atlas der österreichischen Alpenseen« niedergelegt, von dem der erste Teil die Seen des Salzkammergutes, der zweite die Seen von Kärnten, Krain und Südtirol umfasst. Zu diesem letztern hat nun Prof. E. Richter einen Erläuterungsband herausgegeben[1]), in welchem er unter dem Namen »Seestudien« die Beobachtungsthatsachen vom geographischen Gesichtspunkte aus darstellt. Er behandelt in demselben zunächst die Lotungsmethoden, dann den Lotapparat und berichtet hierauf im einzelnen über die Lotungen selbst. Hieran knüpft er eine Darstellung der Lage und Gestalt der untersuchten Seen, welche von allgemeinerm Interesse ist.

Es wurden untersucht: der Gardasee, in dem kleinen nördlichen Endzipfel, die Seen des Draugebietes (der Faakersee, der Wörthersee, der Ossiacher See, der Keutschacher See, der Längsee, der Klopeiner See, der Millstätter See), sowie die Seen des Savegebietes (der Veldessee und der Wocheiner See).

Der Gardasee liegt im Bette des alten Etsch- und Sarcagletschers und ist an seinem untern Ende von einem der grossen Moränen-Amphitheater umgeben, wie sie die Po-Ebene mehrfach aufweist. Doch ist nur der südöstliche Teil des Sees allenfalls als »Moränensee« anzusprechen; die Hauptwanne ist jedenfalls eine ins feste Gestein eingesenkte Grube. »Die Hauptwanne zieht sich in fast gerader Richtung von Torbole und Riva nach SSW bis Desenzano. Die im Südosten angehängte weite Bucht von Garda und Peschiera ist durch die Halbinsel Sermione und einen unterseeischen Rücken, der diese mit dem Kap S. Vigilio verbindet, vom Haupttroge getrennt. Dieser unterseeische Rücken liegt meist nur 30—40 *m*, an einer

---

[1]) Penck, Geogr. Abhandlungen 1897. 6. Heft 2.

Stelle nur 4 *m*, an einer andern 51 *m* unter dem Wasserspiegel. Die Maximaltiefe der Bucht von Garda beträgt 77; ihr südlicher Teil ist aber viel seichter.

Der Haupttrog beginnt sofort am nördlichen Ende des Sees und erreicht schon 1200 *m* von diesem entfernt die Tiefe von 200 *m*; 3000 *m* weiter südlich die Tiefe von 300 *m*. Diese Tiefe behält er nun auf eine Erstreckung von 26 *km* bis nahe an Maderno bei; die Tiefe von 200 *m* reicht noch 8 *km* weiter südlich bis zum Kap S. Vigilio, die von 100 *m* noch 12 *km* weiter bis 2 *km* vor Desenzano.

Der Bau des Seebeckens, soweit es auf österreichisches Gebiet fällt, ist ausserordentlich einfach. Die hohen, steilen Felswände und Gehänge, die den See auf beiden Ufern begrenzen, fallen mit gleicher Steilheit auch unter dem Wasser ab; ja, auf der Seite des Monte Baldo ist von der Grenze nordwärts bis gegen Bunta Corna del Bó die Steilheit des Gehänges unter dem Wasser grösser als ausserhalb desselben, wie die Querschnitte zeigen. Wo die Ufer sehr steil, wandartig sind, ist nirgends eine Strand- oder Uferterrasse bemerkbar. Hingegen bemerkt man an solchen Stellen häufig sehr schöne und charakteristische Erosionsformen im Fels, nischenartige, reihenweise nebeneinanderstehende senkrechte Rinnen und Rillen.

Die Ebene der Sarca fällt mit grosser Gleichmässigkeit gegen das Seebecken ab; eine seichte breite Uferterrasse findet sich nur auf der Strecke von der Einmündung des Torrente Varrone bis zum Monte Brione. Dieser selbst stürzt ganz steil gegen den See ab, von einer unterseeischen Fortsetzung war nichts zu finden, ebensowenig von einem unterseeischen Delta der Sarca. Der Neigungswinkel der Böschung unmittelbar am Monte Brione beträgt nicht weniger als 51°, doch verflacht er sich rasch. Die Neigung, mit der die Ebene bei Riva gegen den See abfällt, beträgt etwa 16°. Viel steiler sind natürlich die felsigen Ufer auf den beiden Längsseiten des Sees, und es ist nach dem Augenscheine nicht zu zweifeln, dass an einzelnen Stellen Neigungen von 60° und 70° vorkommen. Rechnet man aber die Gesamtböschung vom Ufer bis zum Schweb (so nennen die Bodenseeanwohner den ebenen Seegrund), so ergab sich auch hier als grösste Neigung 51°; Winkel von 30—40° dürften am häufigsten auftreten; nahe dem westlichen Grenzsteine sinkt die Neigung auf 25°.

Die Fläche des ganzen Sees beträgt 369.98 *qkm*. Die grösste Tiefe des österreichischen Anteiles ist 311 *m*, des italienischen 346 *m*, die mittlere Tiefe des ersten 196.7 *m*, des ganzen Sees 136.1 *m*. Der Rauminhalt des ganzen Sees ist 50.346 *ckm*.

Da die Seefläche nur 65 *m* über dem Meere liegt, so reicht die tiefste Stelle des Sees 281 *m* unter den Spiegel der Adria. Die Grube, welche unter dem Meeresspiegel liegt, hat noch einen Flächenraum von 238.5 *qkm* oder 65 % der jetzigen Seefläche.«

Die Seen der Drau liegen sämtlich im Gebiete des alten Draugletschers, dessen untere Grenzen ziemlich genau mit denen des mittelkärntnerischen Beckens zusammenfallen. Doch ist das Verhältnis der Seen zu dem alten Gletscher viel weniger einfach, als das bei den meisten andern grossen Alpenseen der Fall ist. »Man kann,« sagt Prof. Richter, »in dieser Beziehung zwei Typen unterscheiden: Felswannen, die zum Teil im Gebirge, zum Teil in der Ebene liegen, und deren unteres Ende von einem Moränen-Amphitheater umgeben ist: Gardasee, Gmundener See; Seebecken, die ganz im Vorlande liegen, in jüngeres und weicheres Material eingebettet und ebenfalls von Moränen umgeben sind: Starnberger See, Chiemsee. Die Kärntner Seen stellen einen dritten Typus dar: das Ausbreitungsgebiet des alten Gletschers ist ein Hügel- oder Bergland, bei welchem die Oberflächenformen hauptsächlich durch anstehendes Gestein bedingt und durch die Eisbedeckung nur in nebensächlicher Weise beeinflusst sind.

Das Kärntner Becken wird im Süden durch die Karawanken bestimmt abgegrenzt. Im Westen treten zwei breite Hauptthäler, das Gail- und Drauthal, in dasselbe ein; von hier kamen zwei grosse Gletscher, die sich beim Eintritte in das Becken vereinigten. Der Nordrand des Beckens beschreibt einen grossen Bogen, dessen nördlichster Punkt wieder durch ein breites Thal, das der Gurk, geöffnet ist; im Osten endlich ist das Gebiet durch ein Bergland geschlossen, das die Saualpengruppe mit den Karawanken verbindet und von der Drau in einem engen Thale durchbrochen wird.

Der westliche Teil dieses Beckens ist fast ganz von einem Berg- und Hügellande erfüllt, dessen Hauptmasse aus Phylliten aufgebaut ist, während der südliche Teil dem ältern Tertiär angehört. Die höchsten Punkte dieses Hügellandes überschreiten die Meereshöhe von 1000 *m*, ihre relative Höhe erreicht also fast 600 *m*. Das Hügelland war trotzdem, wie es scheint vorerst ganz vom Eise bedeckt. Die südliche Furche ist eine Fortsetzung des Gailthales und zieht sich am Fusse der Karawanken hin; die mittlere durchschneidet das Becken in ziemlich gerader westöstlicher Richtung; die dritte, nördliche, folgt dem Fusse der Berge, die den nordwestlichen Rand bilden, und geht in jenes Thal über, das von Norden her in das Becken einmündet.

Die drei Furchen dienen jetzt zum Teil der Entwässerung, indem die Flüsse des Gebietes in ihnen dahinströmen, teils beherbergen sie kein ihrer Grösse entsprechendes Flussgerinne und sind dann stellenweise mit Seen erfüllt.

Die südliche Furche, die dem Gailthale entspricht, ist in ihrem ersten Stücke flusslos, da die Gail unmittelbar bei ihrem Eintritte in das Becken nach Norden umbiegt und sich mit der in der mittlern Furche rinnenden Drau vereinigt. In diesem flusslosen Stücke liegt der Faakersee. Die Drau verlässt aber die mittlere Furche alsbald wieder, durchbricht das Hügelland und tritt in die südliche Furche über, der sie dann fast bis zum Ostende des Beckens folgt.

Das erste Stück der mittlern Furche, die der Fortsetzung des Drauthales entspricht, wird also von der Drau durchflossen; von dort ab, wo diese nach Süden umbiegt, wird sie erfüllt von dem langgezogenen Becken des Wörthersees. Auf dem Hügellande zwischen der südlichen und mittlern Furche, das überall energische Gletscherspuren aufweist, liegen nebst zahlreichen andern Teichen und Seen der Keutschacher und der Klopeiner See; letzterer ganz am Rande desselben, durch Schotter abgedämmt.

Die nördliche Furche wird in ihrem östlichen Teile von der Glan durchflossen; der westliche Teil ist erfüllt vom Ossiacher See. In den Moränen, die das Gebiet des Draugletschers gegen das von Norden einmündende breite Thal abdämmen, liegt der seichte Längsee.«

Der Faakersee ist eine »ausgesparte Wanne« zwischen den grossen Schuttkegeln, welche die Bäche der Karawanken in das vorzeitliche Seethal schwemmten. Sein Rauminhalt beträgt heute noch 33.416 Millionen Kubikmeter, seine mittlere Tiefe 14.25 *m*. »Ein niedriger, tertiärer Felsrücken, die Vinza, 691 *m*, die mit dem Zuge der Karawanken und dem Seethale parallel steht, hat gerade diesen Teil des Thales vor der Zuschüttung geschützt, indem sie die Schuttströme nach links und rechts auszubiegen zwang. Trotzdem ist das Schicksal des Sees besiegelt. Von Südwesten und Westen und noch mehr von Südosten dringen die ausfüllenden Massen vor und haben schon jezt bewirkt, dass die Ufer an drei Seiten des Sees durchweg versumpft sind. Das ist die Vorstufe zur gänzlichen Verlandung. Nur der Wellengang grösserer Wasserbecken kann seichte, mit Vegetation bewachsene Uferbänke auf die Dauer schützen und erhalten.«

Der Wörthersee, 17 *km* lang, ist durch seine landschaftliche Schönheit berühmt, und seine Umgebung ist durchweg eine echte Glaziallandschaft. Seine mittlere Tiefe beträgt 43.2 *m*, sein Rauminhalt 840 Millionen Kubikmeter.

Der Millstätter See, 11 *km* lang, mit 13.25 *qkm* Oberfläche, hat eine eigentümliche Lage. »Ein 2—3 *km* breiter, aber niedriger Hügelzug von etwa 200 *m* relativer Höhe, den wir »Seerücken« nennen wollen, scheidet auf eine Strecke von 18 *km* das grosse Längsthal, das die Zentralalpen von den Gailthalalpen trennt, der Länge nach in zwei parallele Thäler. Sein nordwestliches, oberes Ende erhebt sich allmählich, schmal und niedrig beginnend, aus dem breiten Thalboden des Lurnfeldes; das untere schliesst sich mit mehr als 300 *m* relativer Höhe eng und ohne Unterbrechung an die 2104 *m* hohe Gruppe des Mirnock. Der Rücken besteht aus demselben Schiefergesteine wie die Berge der linken Thalseite. An dieser befindet sich ein 1—2 *km* breites Mittelgebirge, ebenfalls aus festem Fels bestehend, das dem Seerücken an Höhe und Oberflächenbeschaffenheit auf das genaueste entspricht, so dass an einem ehemaligen Zusammenhange nicht zu zweifeln ist, wenn auch jetzt die ganze Seewanne dazwischen liegt.

So entstehen zwei auf 18 *km* hin parallele Thäler; in dem südlichen läuft die Drau, im nördlichen liegt der Millstätter See. Im Drauthale ist der Thalboden etwa 2 *km* breit, der Fluss strömt in grossen Schlingen dahin, bald an die rechte bald an die linke Thalseite sich drängend. Das Thal macht den Eindruck, hoch aufgeschüttet zu sein.

Das nördliche Parallelthal entbehrt des einheitlichen Gerinnes. Sein erstes Stück von Westen her ist auf einer Strecke von 5—6 *km* Länge erfüllt durch den grossen Schwemmkegel der Lieser, der das Thal völlig absperrt. Die Lieser läuft ziemlich geradlinig über ihren Schwemmkegel herab, in dem sie sich einen tiefen Graben eingerissen hat, und durchbricht den sich ihr entgegenstellenden Seerücken in einer wilden und engen Felsenschlucht, etwa 5 *km* von seinem westlichen Beginne entfernt.

Der Lieserkegel reicht jetzt nicht mehr ganz bis zum Millstätter See, da ihm kleinere Schuttkegel vorgelagert sind, die zusammen das Deltaland von »Seeboden« bilden. Darnach senkt sich der Thalboden ziemlich rasch. Der Boden des Millstätter Sees sinkt in demselben Sinne wie das Drauthal, die grössere Tiefe liegt nahe dem südöstlichen Ende. Die Entwässerung erfolgt aber im entgegengesetzten Sinne nach Nordwest. Zwischen dem mehrerwähnten Lieserschuttkegel und dem Felsrücken drängt sich der Seebach hin und vereinigt sich mit der Lieser unmittelbar dort, wo sie in ihre Durchbruchschlucht eintritt. Das Seethal setzt sich aber über dem See hinaus nach Osten fort.«

Der Veldessee liegt in der durch anstehendes Gestein in ihren Formen bestimmten Glaziallandschaft des Savegletschers. Kalkberge von schroffen Formen, die aus den breiten Schotterflächen klippenartig isoliert hervorragen, umgeben ihn, und die Annahme liegt nahe, dass auch er, durch die Anwesenheit dieser Felsberge vor der Zuschüttung bewahrt, eine ausgesparte Wanne sei.

Ganz anders stellt sich der Wocheiner See dar. »Es ist ein Kalkalpensee von dem Typus des Königs-, Hallstätter oder Gosausees. Von hohen Felswänden umrahmt, erinnert er auch landschaftlich im hohen Grade an die genannten Vorbilder. Er wird mit ihnen auch den Ursprung gemein haben; zahlreich sind die grossen Felskare mit tief liegender Sohle am Rande der Kalkberge, und zwar jener, die sich in Stöcken aufbauen und Plateaus bilden; man könnte sie eine reguläre Erscheinung nennen. Nicht überall liegen Seen in ihnen. Weshalb nicht, das sieht man genau am Wacheiner See. Dieser ist ein schon fast ausgefüllter Königssee. Gewaltige Schuttströme ziehen allenthalben vom Gelände herab, und nicht nur vom Thalhintergrunde schiebt sich das Schwemmland der Savica vor, sondern auch von den Seiten, besonders der Südseite, bauen die Bäche, die von der Pecina herabkommen, grosse Deltas in den See. Die Ribnika hat endlich auch das untere östliche Ende des Sees zurückgeschoben, und ihr Schwemmkegel trägt zur Anspannung des

Sees bei. Nach ältern Beobachtungen soll auch eine Moräne daran mitwirken.

Die Maximaltiefe des 3.283 *qkm* grossen Sees beträgt 44.5 *m*; die mittlere Tiefe 29.7 *m*, der Rauminhalt 97.52 Millionen Kubikmeter.«

Was die Temperaturverhältnisse dieser Landseen anbelangt, so haben die Untersuchungen Prof. E. Richter's zu folgenden allgemeinen Ergebnissen geführt:

Wenn die Eisdecke des Sees schwindet, so zeigen die Gewässer an der Oberfläche Temperaturen um oder über 4°, weil die obersten Schichten durch das Eis hindurch erwärmt worden sind. Von da abwärts bis zu Tiefen von 30, 50 oder 100 *m*, je nach Grösse des Sees, ist die Temperatur des Wassers unter 4°, noch tiefer steigt sie allmählich darüber. Nach einiger Zeit verschwindet das auf 4° erwärmte Oberflächenwasser, indem es untersinkt und die kältern, leichtern Schichten in die Höhe treibt.

Ebenso rasch erfolgt im März und April eine weitere Erwärmung der obern 15—20—30 *m* dadurch, dass die Oberfläche und die nächsten Schichten bei Tage stark erwärmt, bei Nacht aber noch stark abgekühlt werden. Die nächtlich abgekühlten Oberflächenschichten sinken so tief, bis sie auf Schichten gleicher Temperatur kommen, und diese Strömungen bewirken eine Durchmischung und Erwärmung der obern 15—30 *m*.

Je weniger sich in der Folge gegen den Sommer hin die Oberfläche nächtlich abkühlt, desto weniger tief greifen die Konvektionsströmungen, und umsomehr grenzt sich deren Bereich — die warme Oberflächenschicht — gegen unten ab; es entsteht die Sprungschicht, und die darunter liegenden Schichten erwärmen sich im weitern Verlaufe des Sommers nur mehr sehr wenig.

Die warme Oberflächenschicht wird während des Sommers langsam immer mächtiger, weil die Sonnenstrahlen auch die Schichten von 5—10—15 *m* so weit direkt erwärmen, dass sie in die nächtliche Zirkulation mit einbezogen werden können.

Die Erwärmung des Oberflächenwassers wird ausschliesslich durch die Sonnenstrahlen bewirkt und ist von der Lufttemperatur fast unabhängig. Der Wärmegewinn der Oberfläche kann an einem Tage bis zu 6° betragen, doch geht er in der Regel des Nachts bis auf einen geringen Bruchteil wieder verloren, besonders wenn das Wetter hell ist. Es ist also eine Reihe heisser Tage erforderlich, um eine stärkere Erwärmung der gleichtemperierten Schicht zu bewirken.

Bei 4 *m* Tiefe kommen noch direkte Erwärmungen durch die Sonnenstrahlen im Betrage von 0.5° im Tage vor; bei 10 und 12 *m* Tiefe schafft aber die Sonnenstrahlung in nicht ganz klaren Seen nur eine Erwärmung von 1° oder 2° im Verlaufe des ganzen Sommers. Der Grad der Reinheit des Wassers bedingt hier grosse Unterschiede.

Mit dem ersten starken Wetterumschlage anfangs September beginnt die Abkühlungsperiode, die auch durch lang andauerndes,

schönes Herbstwetter nur verzögert, aber nicht mehr in ihr Gegenteil verkehrt werden kann.

Jetzt wächst die gleichtemperierte Schicht rasch nach unten an Mächtigkeit, da immer tiefere, kühlere Schichten in die Zirkulation einbezogen werden, während ihre Wärme gleichmässig langsam abnimmt. Im weitern Verlaufe der Abkühlung muss im November die Sprungschicht gänzlich verschwinden.

Bevor noch die ganze Wassermasse auf 4° abgekühlt ist, beginnt schon die verkehrte Wärmeschichtung. Eine gleichmässige Temperatur von 4° durch das ganze Seewasser hindurch ist niemals zu beobachten. Das Vorhandensein verschieden dichter Wasser über und unter 4° in verschiedenen Tiefen, und die Konvektionsströmungen, die auch jetzt noch durch Erwärmung bei Tage und Abkühlung bei Nacht hervorgerufen werden, verhindern das Eintreten eines vollkommenen Ruhestandes bei der Temperatur der Maximaldichte und gestatten, dass durch die nächtliche Strahlung und fortdauernde Wassermengung eine noch weitere Abkühlung des Seewassers unter 4° bis in sehr bedeutende Tiefen hinab erfolge.

Grosse und tiefe Seen frieren schwerer, weil die Abkühlung der tiefern Wassermassen bis gegen 4° und der obern 40—100 *m* unter 4°, die zum Frieren nötig ist, bis Anfang Februar meist noch nicht zustandegekommen ist; ferner auch deshalb, weil sie stärker bewegt sind.

Das Frieren der Seen tritt ein, wenn die Oberfläche auf + 1° bis + 2° abgekühlt ist. Wassertemperaturen von 0° vor dem Zufrieren wurden noch niemals beobachtet. Diese Verhältnisse sind noch ungeklärt, und eingehende Untersuchungen wünschenswert.

Die häufig beobachtete, etwas höhere Wassertemperatur am Seegrunde ist auf die Erdwärme zurückzuführen, da die Erscheinung am deutlichsten bei solchen Seen auftritt, die in relativ tiefen Wannen liegen.

Die Seiches des Genfer Sees sind von A. Forel bereits vor längerer Zeit in Beziehung zu raschen Schwankungen des Luftdruckes gebracht worden. Einige Einwendungen, die hiergegen erhoben wurden, widerlegte er unter speziellen Annahmen [1]). Er weist darauf hin, dass bei starken Stürmen in Europa plötzliches Sinken des Barometers um 8 *mm* beobachtet worden sei (ein plötzliches Sinken des Luftdruckes um diesen Betrag ist indessen eine grosse Seltenheit!). Dieses Sinken würde am Rande eines Sees ein lokales Ansteigen des Wassers um 108.8 *mm* erzeugen (8 *mm* × 13.6 Dichte des Quecksilbers); hört die störende Einwirkung mit dem Vorübergange der Depression auf, so sinkt das Wasser erst auf sein Niveau zurück und dann um gleich viel unter dasselbe; die Gesamtverschiebung, oder die Höhe der Seiche, beträgt somit 108.8 × 2 = 217.6 *mm*. Nun hat die Erfahrung gelehrt, dass im Genfer See

[1]) Archives des sciences phys. et nat. 1897. [4.] 4. p. 39.

oft gleichzeitig einknotige und zweiknotige Seiches entstehen; je nach den Interferenzen können diese beiden Wellen sich aufheben oder addieren; im günstigsten Falle kann eine Verdoppelung der Höhe der einfachen Seiche eintreten, und wir erhalten so eine Schwankung um 435.2 *mm*.

Hierzu kommen noch lokale Umstände, welche die Höhe der Niveauschwankung modifizieren. Da Genf am äussersten Westende des Genfer Sees am Grunde eines langen Golfes liegt, werden die Oszillationsbewegungen des Wassers hier bedeutend verstärkt, ähnlich, wie z. B. die Fluten des Meeres im Grunde der Fundy-Bai aussergewöhnliche Dimensionen annehmen. Die Erfahrung lehrt, dass die Angaben des Limnimeters zu Chillon und zu Sécheron-Genf sich wie 1 : 4 verhalten, wenn also dort die Seiches eine Höhe von 435 *mm* haben, erreichten sie in Sécheron-Genf eine solche von 1.74 *m*. An einzelnen Punkten des Ufers erreicht das Verhältnis der Wasserschwankungen noch grössere Werte, so dass an diesen Stellen eine Luftdruckdepression von 8 *mm*, wie sie faktisch bei einem Sturme verzeichnet worden, selbst Niveauschwankungen von 2.51 *m*, also grössere, als bisher an den Seiches beobachtet worden, hervorrufen kann.

Die Plitvicer Seen in Kroatien schildert Prof. Umlauft[1]). Man erreicht dieselben von der Hafenstadt Zengg aus auf der Strasse über Otočac und Babinpotok nach Überschreitung der Wasserscheide des Čuden Klanac (828 *m*). »Rinnenartig neigen sich die Hänge der umliegenden Höhen zu den Spiegeln der Seen, denen sie daher ihre Wasser zusenden. Der wasserreichste oberirdische Zufluss des Seengebietes ist die aus einer Felswand am Westabhange der Plješevica entspringende Crna Rieka (Schwarzer Fluss); einen zweiten Zufluss bildet die vom Čuden Klanac kommende Biela Rieka (Weisser Fluss), welche durch ein schmales, rinnenförmiges Waldthal den Seen sich zuwendet. Ausserdem sind noch die Bäche Leskovac, Matijaševac und Ričica zu nennen. Der gesammelte Abfluss der Seen führt den Namen Korana und nimmt nordwärts gegen Karlstadt seinen Weg. Der Plitvicer Seen sind nicht weniger als 13, welche terrassenförmig untereinander liegen. Der südlichste von ihnen ist der Prošćansko Jezero, 625 *m* über dem Meere, 500 *m* breit und 1200 *m* lang. Ihm folgen gegen Norden in drei bis vier stufenförmigen Absätzen die kleinen Seebecken des Ciganovac, Okrugljak Gornji, Crno Jezero, Vir, Galovac und Gradinske Jezero, dann der grösste der Seen, Kozjak, welcher 600 *m* in der Breite und 3000 *m* in der Länge misst. Letzterem schliessen sich noch die kleinen Seen Milanovac, Okrugljak Dolnji, Kaludjerovac und Novakovića Brod an. Die Länge des gesamten Seengebietes beträgt 8 *km*. Da der letztgenannte See 506 *m* über dem Meere liegt, beträgt der Höhenunterschied zwischen dem obersten und untersten See 119 *m*. Daraus

[1]) Deutsche Rundschau f. Geographie 21. p. 22.

erklärt sich die Menge von grössern und kleinern Wasserfällen, welche die Verbindung der Seen untereinander herstellen; es sind ihrer ungefähr dreissig. Zu diesen zwölf Seen kommt als dreizehnter der Bakinovac, welcher jedoch mit den übrigen Seen in keiner Verbindung steht und abseits derselben gelegen ist.«

Areal und Tiefe einiger Karstseen. Prof. Dr. A. Gavazzi macht auf Grund eigener Untersuchungen hierüber interessante Mitteilungen[1]) und giebt folgende Tabelle. Diejenigen Seen, bei welchen keine Tiefe angegeben ist, wurden noch nicht untersucht; ein * bedeutet, dass Temperaturbeobachtungen vorliegen.

Namen der Seen	Gegend	Absolute Höhe *m*	Areal *qkm*	Maximale Tiefe *m*	Anmerkung
1. Plina	mittl. Dalmatien	28	30 32	—	period.
2. Vrana . . .	bei Zara	1	30.10	3.8	Kryptodepression
3. Novigrad. .	nördl. Dalmatien	0	28.56	38.0	salzig
4. Prokljan . .	bei Sebenico	2	11.15	24.0	salzig
5. Rastok . . .	mittl. Dalmatien	67	7.61	—	period.
6. Cepić	Istrien	24	6.58	2.9	—
7. Nadin . . .	nördl. Dalmatien	77	6.56	—	period.
8. Karin . . .	» »	0	5.52	14.0	salzig
9. Vrana . . .	Ins. Cherso	16	5.23	7.80*	Kryptodepression
10. Bokanjac. .	bei Zara	23	4.92	—	period.
11. Klokun . . .	mittl. Dalmatien	34	3.54	—	period.
12. Baćine . . .	» »	8	2.48	39.4*	Kryptodepression
13. Lokvičić . .	» »	256	1.71	—	—
14. Grosser See	Ins. Meleda	0	1.49	22.0	salzig
15. Blato	Ins. Pago	4	1.32	—	—
16. Gjuvelek . .	unt. Narenta	0	1.31	—	Kryptodepression
17. Nona	nördl. Dalmatien	0	0.89	—	salzig
18. Kozjak . . .	westl. Kroatien	536	0.765	47.1*	—
19. Prošće . . .	» »	643	0.631	(37.0)*	—
20. Njivice . . .	Ins. Veglia	5	0.611	8 2*	Kryptodepression
21. Doberdô . .	bei Monfalcone	9 (6)	0 370	9.5	Kryptodepression
22. Ponikve . .	Ins. Veglia	17 (10)	0.240	8.2	period.
23. Kleiner See	Ins. Meleda	0	0.179	—	salzig
24. Galovac . .	westl. Kroatien	582	0.118	23.4*	—
25. Gradinovac	» »	556	0.071	9.1	—
26. Ciginovac .	» »	ca. 630	0 070	13.1	—
27. Okrugljak .	» »	ca. 620	0 045	10 2	—
28. Milanovac .	» »	ca. 525	0.031	18.2	—
29. Kalugjerovac	» »	ca. 515	0.024	14.5	—
30. Trstenik . .	Ins. Trstenik	0	0.019	—	(salzig ?)
31. Vel. Jezero	westl. Kroatien	ca. 615	0.017	6.5	—
32. Batinovac .	» »	ca. 615	0.015	6 0	—
33. Malo Jezero	» »	ca. 615	0.012	9.5	—
34. Jezerce . . .	» »	556	0.008	8.5	—
35. Gavanovac.	» »	ca. 520	0.007	9.7	—
36. Vir	» »	597	0.003	(4)	—
37. Muravnjak	Ins. Lunga	1 (?)	0.148	—	—

[1]) Mitteilungen d. k. k. geogr. Ges. in Wien 1898. p. 315.

Die Seen Frankreichs hat der berühmte Limnologe A. Delebecque in einem grössern Werke geschildert[1]). Diese Seen verteilen sich zumeist auf den französischen Anteil der Alpen, des Jura, der Vogesen und der Pyrenäen, auf das Gebirge des Zentralplateaus, die Küsten des Atlantischen Ozeans und des Mittelländischen Meeres, während vereinzelt solche auch auf dem Plateau der Landes, in der Provence, in der Sologne, in den Ardennen, der Bretagne und der Normandie vorkommen. »Die französischen Seen sind arm an Inseln, nur die beiden Juraseen Aiguebelette und La Motte besitzen etwas grössere Inseln, deren grösste aber nur 6 *ha* gross ist; in manchen Hochseen der Pyrenäen befinden sich in geringer Entfernung vom Ufer kleine Erhöhungen, die meist von den Gesteinstrümmern herrühren, welche von dem steil ansteigenden Ufer in den See gefallen sind. Trichterförmige, steilwandige Löcher, welche, wie aus Temperaturuntersuchungen unzweifelhaft hervorgeht, durch unterseeische Quellen entstanden sind, finden sich mehrfach, z. B. im lac d'Annecy, im lac de Chaillexon (Jura) und im étang de Thau an der Küste des Mittelländischen Meeres.

Eine einfache Rechnung, die Delebecque für den Genfer See, den lac d'Annecy und den lac de Saint-Point durchführt, zeigt, dass der gesamte Wasserinhalt von Seen von nur einigermassen grossem Einzugsgebiete fast nur von der Vermehrung durch Zuflüsse, nicht von den Atmosphärilien abhängig ist, welche nur bei der Beschaffenheit des Oberflächenwassers, namentlich bei seichtern Seen, eine Rolle spielen. Zu den wenigen Seen ohne jeglichen Zu- und Abfluss gehören viele Lagunen des Plateaus der Landes, einige Seen in der Provence und der intermittierende See von Soings in der Sologne. Mehrere Seen des Zentralplateaus besitzen keine oberflächlichen Zuflüsse, wahrscheinlich aber statt dessen unterseeische Quellen, welche nicht selten auch bei Seen nachgewiesen werden können, welche auch oberflächliche Zuflüsse besitzen. Die bekanntesten Beispiele dafür sind die trichterförmigen Löcher in den Seen von Annecy und Chaillexon wie in dem étang de Thau (Mittelmeer). Im Grunde des 80 *m* tiefen entonnoir Boubioz im See von Annecy fand Delebecque im Februar 1891 eine Temperatur von 11.8°, sonst am Grunde des Sees überall 3.8°; das Wasser an dieser Stelle zeigte 0.173 *g* feste Rückstände pro Liter, sonst überall nur 0.151 *g*. Es ist klar, dass diese auffallende Differenz sich nur durch das Vorhandensein einer Quelle erklären lässt. Auffallende Temperaturverhältnisse lassen auch beim See de la Girotte in Savoyen auf unterirdische Quellen schliessen, dessen Boden auf grosse Strecken nicht mit Schlamm bedeckt ist; letztere Eigenschaft, die er z. B. mit den Seen von Issarlès, Tazanat und Bouchet auf dem Zentralplateau teilt, könnte

[1]) Les lacs français. Ouvrage couronné par l'acad. des sciences. Paris 1898. Eine eingehende Analyse dieses Werkes durch Halbfass in Petermann's Mitteilungen 1898. p. 86, woraus oben der Text entnommen.

übrigens ebensogut auf unterseeische Abflüsse schliessen lassen. Der Fall, dass das einem See entströmende Wasser entweder unmittelbar oder schon nach einem kurzen Laufe in einem unterirdischen Trichter verschwindet, kommt ziemlich häufig vor, z. B. bei einer Reihe von Juraseen, desto seltener tritt Bifurkation ein, nämlich nur bei zwei benachbarten Seen in den östlichen Pyrenäen, dem lac Dougnes und dem lac de Pradeilles, von dem eine sehr charakteristische Photographie beigefügt ist, und einem kleinen Seelein zwischen dem Plateau von Langres und dem ballon de Servance, das sein Wasser zugleich in die Saône und Mosel ergiesst. Nach U. S. Grant (American Geologist, XIX, 6) ist dieser Vorgang besonders häufig im nordöstlichen Minnesota. Manche Seen, wie der lac de Chaillexon im Jura, besitzen unterseeische und oberflächliche Abflüsse, doch genügen oft schon geringe Änderungen des Niveaus, um unterseeische Abflüsse in oberflächliche und umgekehrt zu verwandeln. Seen, welche oberflächlich abfliessen, sind, wie durch eine einfache Rechnung gezeigt wird, unter sonst gleichen Verhältnissen viel geringern Wasserstandsänderungen unterworfen als solche mit unterseeischem Abflusse. So schwankte das Niveau des lac Bourget nach 26jährigen Beobachtungen im höchsten Falle nur um 3 *m*, dagegen dasjenige des lac de Chaillexon nach bloss dreijährigen Beobachtungen um 15.82 *m*, des lac de Lovitel um 14 *m*, des lac d'Allos um 10—12 *m*, und lac d'Oo in den Pyrenäen (ca. 38 *ha* gross) stieg nach eigenen Messungen des Autors in einem Tage um 2.30 *m*!

Von den Faktoren, welche auf die Temperaturverteilung des Wassers und dadurch auch auf die Bildung von Sprungschichten entscheidenden Einfluss haben, hebt Delebecque neben der Beckenform des Sees, welche durch seine mittlere Tiefe charakterisiert ist, besonders den Wind hervor. Seen, deren Hauptlängsrichtung in die Richtung der am häufigsten wehenden Winde fällt, besitzen im Sommer durchschnittlich eine höhere Temperatur in tiefern Schichten als solche, welche senkrecht zu jener Windrichtung orientiert sind, besonders wenn jene eine mehr längliche, diese eine mehr ovale Form besitzen. Der lac d'Annecy besass am 10. Juli 1891 in 10 *m* Tiefe eine Temperatur von 15.2°, in 15 *m* 9.9°, in 20 *m* 7.1°, in 30 *m* 5.4°, der lac d'Aiguebelette dagegen am 26. August desselben Jahres die Temperatur bezw. 10.0°, 6.5°, 4.9°, 4.3°, war also durchweg bedeutend kälter, obwohl er 70 *m* tiefer liegt, eine höhere Oberflächentemperatur und eine geringere mittlere Tiefe besitzt, und die meteorologischen Verhältnisse zwischen den beiden Beobachtungszeiten nur dazu angethan waren, den See zu erwärmen. Der lac d'Aiguebelette ist aber nur 4 *km* lang und liegt windgeschützt, während der lac d'Annecy in seiner ganzen Länge von 14 *km* den meist herrschenden NO-, resp. SW-Winden ausgesetzt ist, welche das wärmere Oberflächenwasser in grössere Tiefen hinabführen. Dass auf die ungleiche Erwärmung der Oberfläche zu ein und derselben Zeit der Wind von sehr grossem Einflusse ist, hatten schon Hergesell

und Genossen im Weissen See (Vogesen), Murray in den schottischen Seen nachgewiesen, Delebecque belegt die Thatsache durch einige sehr drastische Beispiele im Genfer See und in dem nur 2 *km* langen lac des Rousses (Jura).

Zu den Seen, die nach Forel's Klassifikation einen polaren Typus besitzen, deren Wassertemperatur also zu keiner Jahreszeit $+ 4^0$ übersteigt, gehörten in Frankreich nur einige Hochseen in den Pyrenäen, zu den tropischen Seen ausser einer Reihe von étangs am Mittelmeere nur der Genfer See, und auch dieser nur für die Region grösster Tiefe zwischen Ouchy und Evian; im Winter 1890 bis 1891 konnten in den übrigen Teilen des Sees Temperaturen unter $+ 4^0$ konstatiert werden.

Die Farbe des Sees wurde nach der bekannten Methode des Vergleichens mit den Farben der Forel'schen Skala bestimmt. Nach den Erfahrungen, die Halbfass mit dieser und der Ule'schen Skala gemacht habe, glaube er nicht, dass diese Methode geeignet ist, die objektive Farbe eines Sees wirklich zu ermitteln. Die Durchsichtigkeit wurde nur mittels der Secchi'schen Scheibe ermittelt.

Blaue Seen sind durchsichtiger als grüne, ebenso solche, die durch andere Seen gespeist werden, durchsichtiger als Seen mit Zuflüssen; dafür bieten die Seen der Kartreppe vom Col des Sept-Laux in der Dauphiné treffliche Beispiele. Die grössere Durchsichtigkeit in der kühlern Jahreszeit wird erwähnt, dagegen ist die von Forel aufgeworfene interessante Frage, ob die Tageszeit, d. h. der Stand der Sonne über dem scheinbaren Horizonte, Einfluss auf die Durchsichtigkeit ausübe, unerörtert geblieben.

Der Gesamtrückstand auf 1 *l* Wasser schwankt zwischen 0.773 *g* im lac de Tignes in der Dauphiné und 0.0183 *g* im lac de la Godivelle-en-Haut (Zentralplateau); letzterer enthält also beinahe chemisch reines Wasser. Übrigens ändert sich, wie Delebecque an einer Reihe lehrreicher Beispiele nachweist, die Zusammensetzung des Wassers in ein und demselben See nach Jahreszeit und Tiefe, der es entnommen ist, zum Teile recht bedeutend, beim lac de la Girotte z. B. beträgt der Unterschied in maximo 0.45 *g* auf das Liter.

Delebecque unterscheidet die Seen in Eintiefungsbecken (lacs dans la roche en place) und Aufschüttungsbecken (lacs de barrage), wozu natürlich noch Komplikationen aus beiden Formen treten. Letztere werden nach dem Charakter des Dammes unterschieden, dessen Aufschüttung sie ihre Existenz verdanken. Nicht immer ist derselbe so unzweifelhaft zu erkennen wie bei den Dünenbildungen an der Küste des Atlantischen Ozeans oder den Abdämmungswällen bei denjenigen Seen des Zentralplateaus, welche eine unregelmässige Gestalt und nur geringe Tiefen besitzen, oder bei den Moränen des lac de Sylans und lac de Nantua im Jura; sehr häufig ist die durch ihre Form augenscheinliche Moräne vom Kulturlande so bedeckt, dass Aufschlüsse fehlen, wie z. B. beim lac des Corbeaux in den Vogesen; nicht selten bilden Felstrümmer in der

Nähe eines Sees ein solches Chaos, dass sie leicht mit einer wirklichen Moräne verwechselt werden können, wie z. B. die falsche Moräne des Escaldas in den östlichen Pyrenäen u. s. w.

Die lacs dans la roche en place teilt Delebecque in zwei Gruppen, je nachdem sie durch innere Kräfte oder durch äussere Agenzien entstanden sind. Zu erstern rechnet er die Mare der Auvergne, die er sich wesentlich als Explosionskrater denkt, und die tektonischen oder orographischen Seen, unter welchem Namen er alle diejenigen Seen begreift, die durch langsame Veränderungen der Erdrinde, insbesondere durch unregelmässige Faltungen von Synklinalen entstanden sein mögen. Zu den orographischen Seen werden auch der Genfer See und der lac de Bourget gezählt, doch bleibt in der Erklärung dieser beiden Seen noch immer vieles dunkel.

Zu den Eintiefungsseen der zweiten Gruppe gehören in erster Linie die Karstseen, die durch Verwitterung und Auslaugung des Bodens entstanden sind, wie die Seen der Girotte, viele Lagunen in den Landes, in der Crau (Rhônemündung), eine Reihe von Seen im Jura und in den Hochalpen, der lac de Soings in der Sologne, die fosse au Mortier in den Ardennen u. a.; in zweiter Linie die in ehemals vergletscherten Gebieten gelegenen Seen, d. h. die Glazialseen, deren es in allen französischen Gebirgen giebt. Welche Rolle der Gletscher bei der Bildung der Becken im einzelnen spielt, wagt Delebecque nicht zu entscheiden; er neigt der Ansicht zu, dass nur eine verhältnismässig kleine Zahl von Seen, welche am linken Ufer der Garonne im Distrikt Cantal in einer sogenannten »Rundhöckerlandschaft« liegen und sämtlich nur eine mässige Tiefe besitzen, unmittelbar durch die aushobelnde Thätigkeit des Gletschers entstanden sind, während bei der Entstehung von Becken von so bedeutender Tiefe wie der lac Bleu (120 *m*), lac de Caïllonas (100 *m*), lac d'Artouste (100 *m*) der Gletscher nur eine sekundäre Rolle gespielt haben mag, insofern er die durch das ihm entströmende Wasser abgeriebenen Teile des Bodens mit sich fortnahm und so das Becken vertiefte, bis es die Form annahm, in der wir es heute vor uns sehen. Eine genaue geologische Untersuchung des Gesteinsmateriales, in welches ein See eingebettet ist, zeigt, dass dasselbe in der Regel bedeutend mürber und zerriebener ist als dasjenige, aus dem die Schwelle besteht, der der Abfluss entströmt; besonders evident konnte das beim lac de Naguille, einem Hochsee in den Pyrenäen, nachgewiesen werden.«

Der neue See bei Lepriguano in der römischen Campagna, über dessen Bildung früher in diesem Jahrbuche berichtet wurde[1]), ist von G. Folgheraiter wissenschaftlich untersucht worden[2]). Der

---

[1]) Klein, Jahrb. 6. 1895. p. 276.
[2]) Folgheraiter. Sopra el Nuovo Lago di Lepriguano Frammenti concernenti la geofisica dei pressi di Roma Nr. 3. Roma 1896.

See liegt etwa 33 *km* nördlich von Rom und ist eine Einsturzbildung, wie diejenigen im Karstgebiete. Der Trichter wurde in wenigen Tagen durch die einmündenden Bäche ausgefüllt und hat heute durch die Gramiccia Abfluss nach dem Tiber.

Verschwinden des Rikwa- oder Leopoldsees. Derselbe liegt östlich vom Südende des Tanganyikasees auf deutschem Gebiete. Langheld, Leiter der deutschen Station in Tabora, brachte von seiner Durchquerung der Gebiete von Unjamwesi, Ukonongo und Ufipa die Nachricht, dass der Leopoldsee schon jetzt fast vollkommen verschwunden ist. An der Stelle des frühern Sees dehnt sich jetzt eine sehr waldreiche Steppe aus, die sich nur während der Regenzeit noch mit Wasser bedeckt und dann unüberschreitbar wird. Die umwohnenden Eingeborenen gaben an, dass die Austrocknung des Sees in dem einen Jahre 1891 fast vollständig erfolgt sei; es blieben nur eine Lagune von etwa 260 *qkm* Oberfläche an dem Nordende bei Ukia und einige ziemlich ausgedehnte Sümpfe im Südosten übrig. Das durchmessene Gebiet stellt eine öde Granitfläche dar, und nur im Süden breitet sich ein Hügelland aus, das von dem Rungwa durchströmt wird [1]).

Steigen des Wasserspiegels im Urmia-See [2]). Nach Berichten der französischen Missionäre sind die Anwohner des Salzsees von Urmia in grosser Besorgnis über das fortwährende Steigen des Wasserspiegels dieses Sees in den letzten fünf Jahren. Die Ebenen von Urmia im W, von Salmas im NW, Maraga im O sind bereits zum Teile überschwemmt. Die Ansiedelungen stehen in manchen Fällen schon unter Wasser; die Wiesen, Fruchtfelder, Weingärten, die in 6—8 Stunden zu Fuss vom See erreicht werden, sind in Moräste verwandelt durch die allmähliche Infiltration des Wassers, das an manchen Orten aus der Erde aufquillt, wo früher Quellen unbekannt waren. Die Ansiedelung von Afluan bei Khosrova in der Ebene von Salmas ist verschwunden, und zu Balsan in der Ebene von Urmia, wo früher die Brunnen erst bei 30 (engl.) Fuss das Grundwasser erreichten, ist der Boden nun bis zur Oberfläche mit Wasser gesättigt, und die Keller und Vertiefungen sind Wassertümpel geworden [3]).

Ein neuer See im Himalaya. In diesem Hochgebirge giebt es eine Anzahl Seen, die durch Felsstürze aufgestaut sind. In neuester Zeit hat sich [4]) ein derartiger Vorgang von gewaltigem Umfange bei dem Orte Gohna (30° 22′ 18″ nördl. Br., 79° 31′ 40″

---

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau **20.** p. 283.
[2]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p 80.
[3]) The Geograph. Journal 1897. p. 93.
[4]) Natur 1898. Nr. 6. p. 70.

östl. L.) im Thale des Birahi Ganga, der zum Systeme des Ganges gehört, ereignet. Schon seit einigen Jahren haben dort kleinere Felsschlipfe stattgefunden. Am 22. September 1893 aber, gegen Ende der Regenzeit, ereignete sich auf dem rechten Ufer ein mehrere Tage andauernder gewaltiger Schlipf, der den Fluss abdämmte und zu einem 500—700 *m* breiten, 4500 *m* langen und Anfang Mai 1894 16 *m* tiefen See aufstaute. Das Stürzen und Gleiten der Massen währte drei Tage; es war von starkem Getöse begleitet und wirbelte Staubmassen auf, die weithin alles wie mit Schnee bedeckten. Die Heftigkeit des Fallens war anfangs bei der starken Neigung der Wände so gross, dass viele Blöcke an der entgegengesetzten Seite des Thales noch ein Stück hinaufrollten und zurücksinkend vorzüglich auf der linken Thalseite sich aufhäuften Weitere langsamer gleitende Massen blieben mehr auf der rechten Seite liegen, so dass der Damm in der Mitte vertieft, an beiden Seiten erhaben erschien.

Der Grund der Katastrophe lag in dem Zusammentreffen starker Neigungen der Thalwände und heftiger Regengüsse. Durch Unterwaschungen und Abspülungen ist die Steilheit der Wände nach unten hin so gewachsen, dass die Schichten stellenweise unter einem geringern Winkel als die Thalwände geneigt sind, und so bei Regen leicht Gleit- und Rutschflächen entstehen konnten. Hinter dem Damme hat sich ein See aufgestaut. Das Wasser desselben sickerte teilweise durch den Damm durch. Später ist ein Überlaufen eingetreten. Der Damm wurde nun durch Erosion wieder weggeräumt. Da aber der Damm zu oberst aus lockerem Schutte, weiter unten aus harten Dolomitblöcken besteht, so hat die Erosion zunächst sehr rasch, später jedoch langsamer gearbeitet, so dass der See, mit dem geschichtlichen Massstabe gemessen, als eine dauernde Bildung erscheint.

Der Eyre- und der Amadeus-See sind neuerdings von der durch W. A. Horn in Adelaide ins Leben gerufenen zentral-australischen Expedition erforscht worden. Nach dem durch Prof. Hahn über diese Expedition erstatteten Berichte[1]) sind beide Seen in schnellem Übergange zu trockenem Lande begriffen, einmal weil sie fast gar keinen Zuschuss durch die Flüsse erhalten (was besonders vom Amadeus-See gilt), und dann weil durch den Wind bedeutende Sandmassen in sie geweht werden. Ganz besonders ist der Amadeus-See, dessen trockenes Bett die Expedition auf ihrem Wege zu Ayers Rock und Mt. Olga ohne Schwierigkeit kreuzte, in seiner Existenz bedroht.

»Der Eyre-See entwässert die Macdonnell-Ketten und die andern unmittelbar südlich davon liegenden Ketten, ebenso aber auch einen grossen Teil des westlichen und südwestlichen Queensland. Der See liegt nahe an der südlichen Grenze seines Gebietes. Die wichtigern Flüsse, welche das grosse Gebiet durchziehen, sind von West nach

---

[1]) Petermann's Mitteilungen 1898. p. 7.

Ost der Neales, Macumba, Finke, Todd, Hale, Sandover, Plenty, Mulligan, Diamantina und Cooper oder Barcoo.

Das Gebiet bildet ein unregelmässiges Viereck, dessen Ecken am Nordabhange der Flinders-Kette, am Westende der Macdonnell-Kette bei Mt. Zeil, dann an der Quelle des Mulligan und endlich an der Quelle des Barcoo liegen. Der Gesamtumfang kann nicht unter 1.3 Millionen Quadratkilometer betragen, die grösste Breite unter dem 24.⁰ südl. Br. ist etwa 1400 *km*, die grösste Länge unter 137⁰ östl. L. v. Gr. ca. 1200 *km*.

Der See selbst umfasst etwa 13000 *qkm*. Das Ufer des Sees liegt 12 *m* unter dem Meeresspiegel.

Der Amadeus-See umfasst wahrscheinlich nur 50000—80000 *qkm*. Die Grenzen lassen sich noch nicht überall genau feststellen. Der Amadeus-See wurde 1872 von E. Giles entdeckt und benannt, er schien dem Reisenden damals ein unüberschreitbares Hindernis für den Weg nach Westen. 1873 wurde der See von Gosse an einer schmalen Stelle nahe dem Ostende passiert, 1874 aber musste Giles wieder umkehren, weil der wasserlose Seeboden so schlammig war, dass er nicht überschritten werden konnte. 1889 untersuchte Tietkens den westlichen Teil des Sees und stellte fest, dass er viel kleiner ist, als er bis dahin auf den Karten dargestellt wurde. Während man vorher das Westende des Sees, der hier 30—50 *km* breit sein sollte, unter 128⁰ 10′ nach Westaustralien verlegte, fand sich nun, dass das kaum 3—5 *km* breite Westende unter 130⁰ 18′ noch in Südaustralien lag. Der Flächeninhalt des Sees ist etwa 1800 *qkm*, seine Meereshöhe mehr als 300 *m*.

Der Amadeus-See hat nur einige unbedeutende — natürlich auch nicht regelmässige — Zuflüsse. Der Anblick des Sees von den nahen Sandhügeln aus ist sehr merkwürdig. Soweit das Auge reicht, dehnt sich eine blendend weisse Fläche ohne eine Spur von Wasser aus. Die Stelle desselben nimmt eine Decke ein, die fast ganz aus gewöhnlichem Salze mit einer kleinen Menge Gips besteht. Diese Salzkruste ist kaum über 6—12 *mm* dick, darunter liegt ein roter, thoniger Sand, der noch tiefer graue Farbe annimmt. Die Oberfläche des Sees ist ziemlich fest, die Pferde sanken nur einige Zoll ein. An beiden Ufern des Sees erreichen die von Ost nach West ziehenden Ketten der Sandhügel eine Höhe von 15 *m*.«

Der Ausbruch des Torfmoores von New-Rathmore, über den schon im Jahrbuche für 1897 berichtet worden, ist auf Veranlassung der Kgl. Gesellschaft der Wissenschaften zu Dublin von einem Komitee, das aus dem Prof. Sollas, R. Lloyd Praeger, Dr. A. F. Dixon und A. D. Delap bestand, an Ort und Stelle untersucht worden[1]). Die Thatsachen sind kurz folgende: Auf den

[1]) Scientific Proceedings of the Royal Dublin Society 1897. Auszug daraus in Umlauft's Deutscher Rundschau f. Geographie 1898. **20.** p. 75 ff., woraus oben der Text.

trocknen Sommer 1896 folgte ein nasser Herbst, und am 27. Dezember ging ein schwerer Wolkenbruch nieder, begleitet von einem Südoststurme. Zwischen 2 und 3 Uhr des nächsten Morgens barst der Saum des Knocknawaymoores, oberhalb des Ownacreethales (bei Killarney, Irland) und ergoss einen Riesenstrom von Torf und Wasser. Der Katastrophe gingen keinerlei Warnungszeichen voran, und kein Mensch war Zeuge des eigentlichen Moorbruches. Obgleich die Berstung keine augenblickliche war, ging sie doch sehr rasch vor sich, und die Fluten kamen in Berührung mit dem Hause des Cornelius Donelly, des Steinbruchaufsehers Lord Kenmare's. Das Haus war einstöckig, hatte Bruchsteinmauern und stand 3.5 *m* unter dem Niveau der Strasse. Dieses Haus wurde vollständig weggeschwemmt und Donelly, seine Frau und seine sechs Kinder kamen um; die Leichen einiger derselben, ihr Vieh und ihre Möbel wurden mit der Strömung fortgerissen, und ein Teil eines der Betten wurde einige Tage später im See Killarnay, in einer Entfernung von 22.5 *km*, aufgefischt. Die Flut erreichte ihre grösste Höhe während ihres ersten grossen Ausbruches in den Nachtstunden des Montagmorgens. Mit Tagesanbruch war die tosende Flut einer schwarzen Flüssigkeit, die an ihrer Oberfläche riesige Massen der leichtern Decke des Moores trug, bereits auf den mittlern Teil des Thales beschränkt, floss aber noch immer über die Stelle, an der Donelly's Haus gestanden hatte. Die Flut, welche den ganzen Montag mit Heftigkeit dahinraste, war keine regelmässige, sondern intermittierend, fallend und steigend, je nachdem neue Teile des Moores nachgaben und in den Giessbach glitten. Jeder Ausbruch war von lautem Krachen begleitet, wie Kanonenschüsse oder das Rollen des Donners. Das Bersten der Moormassen dauerte mit Unterbrechungen bis zum 1. Januar fort. Als das Komitee am 2. Januar den Schauplatz betrat, hatte die Flut ihren Giessbachcharakter verloren, aber ein trüber Strom, viel grösser als gewöhnlich, füllte das Flussbett aus. Der Distrikt, in welchem das Moor liegt, bildet einen Teil der wellenförmigen Oberfläche eines Kohlenlagers, und der Teil des Moores, welcher barst, liegt beiläufig 229 *m* über dem Meere. Er bildet die Wasserscheide und entlässt sein Wasser in den Fluss Blackwater. Das Moor senkt sich im Nordosten gegen den Fluss Tooreencahill, im Nordwesten gegen das Hauptbett des Ownacree und im Westen gegen den Fluss Carraundulkeen, in welchen es barst. Das Moor liegt zum Teil auf Kohlenlagern und zum Teil auf Kohlenkalk, getrennt von dem Kohlenlager durch eine mitten durch jenen Teil des Moores laufende Spalte, der auf der Seite des Ausbruches liegt.

Die Landleute behaupteten, dass die Oberfläche des Moores ausserordentlich weich war, dass sie aber dennoch mitten im Winter über dasselbe gehen konnten. Die Beobachtungen des Komitees ergaben, dass die Flora des Moores darauf hinweist, dass dasselbe nicht wasserreicher war, als Moore gewöhnlich sind. Die Pflanzen,

welche seine Oberfläche bedecken, gehören der normalen Moorflora an, und thatsächlich waren die für wasserreiche Moore besonders charakteristischen Pflanzen nicht zu finden.

Die Erscheinungen, welche die Katastrophe begleiteten oder ihr vorangingen, lassen sich, wie folgt, kurz zusammenfassen: 1. Auf einen trocknen Sommer folgte ein regnerischer Herbst, und unmittelbar vor dem Moorbruche gingen heftige Regengüsse nieder. 2. Ein Erdbeben, welches sein Epizentrum in Wales hatte, fand am 15. Dezember statt und soll in Miltown Malbay und an andern Orten in Irland verspürt worden sein. Dieses ging dem Moorbruche um fünf Tage voran. 3. Der Lauf des Carraundulkeen setzte sich als »nasse Linie« oder Entwässerungslinie in das Moor fort. An ihrem Ursprunge lag ein Sumpf. 4. Der schmale Teil des Moores wurde durch eine Partie durchschnitten, auf welcher man Torf grub, und welche daher die Entwässerungslinie durchkreuzte. 5. Das Zentrum des eingesunkenen Teiles des Moores stand vor dem Bruche um 2 *m* höher als seine Seiten. 6. Das Moor barst längs der Linie, in welcher man Torf stach, und entleerte eine wahre Sintflut von mit Torf beladenem Wasser. Das Volumen des entleerten Materiales wird von dem Komitee auf ca. sechs Millionen Kubikmeter geschätzt. 7. Infolge dieser Entleerung sank die Kruste des Moores ein, so dass nach Verlauf einiger Tage sein Zentrum 10.5 *m* unter sein ursprüngliches Niveau gesunken war und eine Einsenkung von der Maximaltiefe von 8.5 *m* bildete. Vor dem Bruche bildete das Moor eine zähe Flüssigkeit, eingeschlossen in Widerstand leistende Wände. Der Druck der Flüssigkeit und die Spannung der Wände hielten einander damals das Gleichgewicht. Infolge einer Zunahme des Druckes oder einer Abnahme der Stärke der Spannung in den die Flüssigkeit einschliessenden Wänden wurde das Gleichgewicht gestört, die Hülle zerriss an ihrer schwächsten Stelle, und die zähe Flüssigkeit, dem Drucke weichend, ergoss sich die geneigte Ebene hinab, welche durch die natürliche Senkung des Bodens geboten wurde.

Aus den durch das Komitee gesammelten Nachrichten geht hervor, dass in der Vergangenheit viele ähnliche Katastrophen eintraten. Der erste, authentisch beglaubigte Moorbruch in Irland ereignete sich im Juni 1697 in der Grafschaft Limerick. Das Castlegardemoor bewegte sich im Jahre 1708 längs eines Thales herab und begrub drei Häuser mit beiläufig 20 Menschen. Die Rutschung war etwa 1.5 *km* lang, 0.4 *km* breit und 6 *m* tief. Im März 1745 ergoss sich das Moor zu Addergoole in der Grafschaft Galway nach einem heftigen Gewitterregen als ein Strom hinab und kam auf einer niedrigen Weide von zwölf Hektaren Flächenraum am Flussufer zur Ruhe, wo er sich ausbreitete und alles zudeckte. Ähnliche Unglücksfälle ereigneten sich in Irland im März 1788, im Dezember 1809, im Januar 1819, im Juni und September 1821, im Dezember 1824, im Januar 1831, im September 1835, im Januar 1840, im

Dezember 1870, im Oktober 1873, im Januar 1883 und in den Jahren 1890 und 1895. Moorbrüche fanden in Deutschland im Jahre 1763, in Cumberland im Jahre 1772 und auf den Falklandsinseln im Jahre 1871 und wieder im Jahre 1886 statt. Die Berichte über diese verschiedenen Moorbrüche haben im allgemeinen grosse Ähnlichkeit miteinander. Die Ausbrüche unterscheiden sich teilweise durch ihre Grossartigkeit, hauptsächlich aber durch die Geschwindigkeit der Strömung des entleerten Materiales. Letztere ist offenbar ein Ergebnis der Neigung des Bodens und der Zähigkeit der Flüssigkeit, und diese hängt wieder von dem Verhältnisse zwischen der Wassermenge und den festen Bestandteilen ab, welches in der sich bewegenden Masse enthalten ist. Es besteht auch ein Unterschied in dem Verhältnisse der festen Kruste zu ihrem flüssigen Inhalte. Die grösste Menge festen Materiales finden wir bei dem irischen Moorbruche vom Jahre 1745. In diesem Falle bewegte sich das Moor wie ein fester Körper, und die Bewegung lässt sich mit der eines Erdsturzes vergleichen. Der letzte Ausbruch von Knocknageeha war einer der grössten, deren man gedenkt, und war auch durch die ungewöhnlich grosse Menge von Wasser in dem hervorbrechenden Materiale ausgezeichnet. Daher seine reissende Strömung.

Von frühern Erklärungen der Moorbrüche ist nur jene Klinge's zu erwähnen. Er sucht nachzuweisen, dass die Absorption gasförmigen Wassers oder die Entwickelung grosser Gasmengen nicht genügt, um Moorbrüche zu erklären. Nach seiner Meinung giebt es zwei verschiedene Arten von Gebirgsmooren: solche, welche in dem gleichförmigen Klima der europäischen Westküste entstanden, und welche durch ein gleichförmiges Fortschreiten der Zersetzung von ihrer Oberfläche nach unten charakterisiert sind, und solche, welche unter dem Einflusse eines scharfen Klimawechsels entstanden; letztere bestehen aus abwechselnden, mehr oder minder stark zersetzten Schichten. Die verschiedenen Schichten haben verschiedene Sättigungsgrenzen für Wasser, und diese Grenzen ändern sich nicht mehr, wenn sie einmal erreicht sind. Eine vertikale Bewegung des Wassers durch ein Moor existiert nicht. Diese Anschauung steht, wie Klinge behauptet, im Widerspruche zu den von ältern Autoren aufgestellten Behauptungen, nach welchen Moore 50 bis 90% ihres Volumens an Wasser aufnehmen können. Zur Begründung seiner Behauptung, dass Torfmoore undurchdringlich sind, verweist er auf Tümpel an ihrer Oberfläche, oft 1.5 bis 3 *m* tief, und doch nur durch Torfwände von 0.9 bis 1.5 *m* Dicke geschieden. Die gewölbte Form der Gebirgsmoore hält er für unerklärlich, ausser wenn man dem Torfe eine hohe Wassserkapazität mit gleichzeitiger Undurchdringlichkeit zusprechen wolle. Tümpel auf Mooren kommen nur an der feuchten Westküste Europas vor. Die unmittelbare Veranlassung eines Moorbruches ist nach diesem Fachmanne ein heftiger Erguss von Wasser in das Moor von unten her.

Bei Erörterung der Anschauung Klinge's betont das Komitee, dass die Gebirgsmoore Irlands jener Klasse angehören, bei welcher die Zersetzung vegetabilischer Bestandteile von der Oberfläche nach unten zunimmt. Der verweste Torf ist schwerer als Wasser und hat das Bestreben, sich am Grunde anzuhäufen; die Kruste, auf welcher man die lebenden Pflanzen findet, ist leichter als Wasser und schwimmt auf der Oberfläche des Moores. Zwischen der Kruste

und den untern Schichten ist der flüssige Teil des Moores zu suchen. Die Mitglieder des. Komitees können nicht beistimmen, dass die Kruste undurchdringlich sei; die Thatsache, dass sich Moore entwässern lassen, widerspricht dem; auch lassen die Tümpel sich durch verschiedene Undurchdringlichkeit des dieselben umgebenden Torfes erklären.

Das Komitee kommt zu dem Ergebnisse, dass alle Gebirgsmoore eine gewisse Ähnlichkeit besitzen, und dass es auffallend ist, dass nicht mehr Moorausbrüche stattfinden. Offenbar ist die Kruste in ihrem natürlichen Zustande in der Regel dem Drucke gewachsen, welchen das eingeschlossene Wasser auf dieselbe ausübt, und nur wenn sie durch ungewöhnlich tiefe Einschnitte geschwächt wird, giebt sie nach. Wenn diese Veranlassung als hinreichend erachtet wird, sollte man jede weitere Diskussion der Frage für überflüssig halten, aber das Komitee ist der Ansicht, dass die Wassereruption von unten, wie Klinge behauptet, wenn auch nicht, wie er es fordert, plötzlich und heftig, manchmal, ja vielleicht oft, eine wichtige Rolle spielte; dass in Wirklichkeit nicht eine Abnahme der von der Kruste gewährten Stütze, sondern eine Zunahme des Druckes der enthaltenen Flüssigkeit die letzte der Reihe von Ursachen gewesen sein mag, welche die Katastrophe herbeiführten. Im vorliegenden Falle lässt der ganze Bau des Landes den Geologen das Vorhandensein von Quellen vermuten; die Neigung der Schichten nach Süden, welche das nach dem Norden des Moores aufsteigende Land bilden, dürfte ihm unterirdische Gewässer aus einem grossen Überfallbecken zuführen; die unter dem Moore liegende »Spalte« dürfte als ein Kanal dienen, durch welchen dieses Wasser unter ihm aufsteigt. Das von einer solchen Quelle abfliessende Wasser dürfte die nasse Linie im Moore erzeugen. Das Vorhandensein einer solchen Quelle würde auch die Entstehung des Moores erklären; rings um das aus derselben entspringende Wasser dürften auf natürlichem Wege Moorpflanzen hervorspriessen und sich nach aussen und oben ausbreiten. Dass das in vielen Mooren enthaltene Wasser von Quellen herrührt, wurde schon zu Beginn des gegenwärtigen Jahrhunderts nachgewiesen. Das Vorhandensein von Quellen in den Torfmooren anderer Länder, wie z. B. Norwegens, wurde ebenfalls nachgewiesen. Strangeland spricht von kleinen Bergseen, die in gewissen Mooren vorkommen, meistens in solchen, die in engen Thälern mit unebenem Boden liegen. Diese müssen nach seiner Ansicht ebenfalls aus unterirdischen Quellen entstanden sein. Angesichts der Wahrscheinlichkeit, dass viel von dem vom Kerrymoor entleerten Wasser von Quellen herrührt, sollte man das Auftreten eines Erdbebens etwa zehn Tage vor dem Ausbruche nicht übersehen. Das Erdbeben wurde von Kew aus bis Miltown Malbay weit im Westen beobachtet, und man darf wohl annehmen, dass die Störung, welche es verursachte, sich längs der grossen geotektonischen Bildung von Osten nach Westen fortpflanzte, die sich von Wales nach dem Süden Irlands hinzieht. Jeder Wechsel in der Verteilung des Materiales längs der Spalte, die sich unter dem Schauplatze des letzten Ausbruches hinzieht, dürfte leicht die unterirdische Bewässerung beeinflussen. Die beiden Ansichten, von denen die eine die Ursache des Moorbruches in den heftigen Regengüssen erblickt, und die andere die Einwirkung von Quellen und vielleicht auch von Erdbeben eine Rolle spielen lässt, schliessen einander nicht aus; beide Ursachen können zugleich gewirkt haben oder manchmal die eine und manchmal die andere. Einige Moorbrüche wurden jedoch beinahe gewiss durch das Einströmen unterirdischen Wassers veranlasst.

Der Schlammvulkan Hervidero in den Llanos von Maturin in Venezuela. Derselbe ist von R. Ludwig 1892 aufgefunden,

der Bericht jedoch jetzt erst veröffentlicht worden[1]). Im Walde, auf einer Lichtung, sieht man einen flachen, regelmässigen Kegel von etwa 25 *m* Durchmesser und $2 - 2^1/_2$ *m* Höhe aus blaugrünem Lehm. »Ich zögerte,« schreibt Ludwig, »einen Augenblick diesem breiigen Materiale gegenüber, doch mein hier vertrauter Führer ging, abgesehen von einer Stelle, wo frischer Schlamm lag, festen Schrittes bis oben auf den Kegel, und ich folgte ihm ohne Bedenken. Ein kleiner Krater mit einer Ausflussöffnung von etwa $^1/_8$ *m* Duchmesser ward sichtbar; der Abfluss des Breies oder Schlammes war heute zufällig nach Nordosten gerichtet und soll stetig in der Richtung wechseln, nach Ansicht der Bewohner monatlich. Die Oberfläche des Kegels, so weit sie abgetrocknet ist, ist hart, und der graue Lehm zerspringt nach allen Richtungen, so dass sich durch Eintrocknen unregelmässige aufgebogene Platten abschürfen. Der ganze, jetzt bewaldete Hügel scheint auf diese Weise aufgeworfen zu sein, der ganze Boden ist ein schlüpfriger Lehm. Hervidero heisst der Schlammvulkan, nicht wegen etwaiger Wärme, sondern wegen der unaufhörlichen Bewegung der dichten und trüben Flüssigkeit infolge des Ausströmens eines Gases, das unter gurgelnden Tönen entweicht. Dieses Gas erwies sich mit Barytwasser geschüttelt als Kohlensäure, nach Probe mit Bleipapier enthält es keinen Schwefelwasserstoff, doch sind trotzdem Schwefelverbindungen zugegen, denn der Schlamm entwickelt mit Chlorwasserstoff Schwefelwasserstoff, ausserdem Kohlensäure. Das Chlorwasserstofffiltrat mit Ammoniak lässt reichlich Eisen und Thonerde fallen, und der Reihe nach wurde auch Kalk und Magnesia nachgewiesen, ersterer reichlicher, letztere in Spuren. Der unlösliche Rückstand, ein ganz feiner Thon (ausser Sand), roch beim Glühen nach organischer Substanz und brannte sich fast weiss; es ist also vorwiegend ein Thonschlamm oder -brei, der herausquillt. Einige kleinere Ausquillstellen neben der grossen erklären sich aus dem Wechsel der Richtung des Schlammstromes; der gerade noch läufige Brei schmeckt salzig, das Wasser enthält also Salz. In nächster Nähe kommt in der Savanne auch etwas Asphalt vor, sehr wenig zwar, doch genügend zum Beweise, dass in der ganzen Niederung Reste organischer Substanz, sei es an der Oberfläche oder in der Tiefe, vorhanden sind. Ausserdem soll in der Regenzeit an einem sandigen Platze »Las Playitas« ein salziges Wasser zum Vorscheine kommen, von dem ich jedoch selbst nichts finden konnte.« Am 17. März 1893 besuchte Ludwig den Hervidero, um festzustellen, ob nach dem verflossenen, sehr regenreichen Jahre eine Veränderung bemerkbar sei. »Dem vergangenen regenreichen Jahre gemäss bemerkte ich,« so berichtet er, »auf meinem heutigen Wege mehr Grundfeuchtigkeit. Beide Morichales hatten mehr Wasser, und die Lagune dicht beim Hervidero, die voriges Jahr auf einen morastigen Pfuhl mit wenig Wasser reduziert war, fand ich heute voll von

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau für Geographie 1898. **20.** p. 394.

klarem Wasser und mit grossblätterigen Wasserpflanzen geziert. Grössere Höhenunterschiede bestehen in der ganzen Ebene östlich und südlich von Maturin nicht, doch sind erhöhte und niedrigere Plätze vorhanden, und in den letztern ist meist sumpfiger Boden, auch Wasser; ein Zug solcher Niederungen ist der mittlere kleine Morichal, den man auf dem Wege nach dem Hervidero links liegen lässt. Dieser ist zur Zeit fast trocken, aber so sumpfig, dass man ihn nirgends zu Pferde passieren kann, sondern nur ganz oben an seinem Beginne; er ist auf etwa eine Legua nur mit Morichepalmen besetzt. Eine kesselartige Niederung ist auch die der Lagune bei dem Hervidero, und dieser liegt also nicht auf einer der Erhöhungen der Ebene, sondern in einer Niederung und ist schon von fern daran zu erkennen, dass er im Gegensatze zu den übrigen Erhöhungen rasch ansteigt und einen geringern Raum einnimmt. Dieser Eindruck wird einigermassen dadurch verursacht, dass die Vegetation eine trockenere ist, ähnlich der von Küstengebieten; der Wald mit samt dem Hügel ist niedriger als die in der Nähe in Niederungen stehenden üppigen Morichalpalmengruppen. Daher kam ich schon im vorigen Jahre zu der Überzeugung, dass der vorliegende, obwohl jetzt bewaldete, Hügel nichts anderes als ein grosser alter Schlammkegel ist, der im Vergleiche zu dem jetzt vorhandenen obern auf eine früher stärkere Thätigkeit schliessen lässt. Sobald man in die auffallend abweichende Vegetation eintritt, ist man offenbar auf nichts anderem als dem ausgetrockneten Materiale, das heute noch aus der Bomba, wie es die Leute hier am Platze nennen, ausquillt. Es ist ein feiner Thonschlamm, der beim Eintrocknen sehr hart wird, stellenweise auch Sand und vereinzelt Kiesbrocken enthält. Durch seinen Gehalt an Eisen, das in roten Flecken stellenweise auch im alten Kegel anwesend ist, ist der Boden vollkommen verschieden von der Umgebung und stimmt mit dem Materiale des jungen Kegels überein. Eine genaue Messung des alten Kegels habe ich nicht ausgeführt, da er ausser mit Gebüsch und Bäumen dicht mit stechenden Bromeliaarten, vorwiegend der essbaren Maia, besetzt ist, so dass ein Durcharbeiten in gerader Linie einen besondern Aufwand kosten würde; aber nach den von mir gezählten Schritten schätze ich seine Ausdehnung von West nach Ost auf etwa 200 *m*. Der junge Kegel auf ihm liegt nicht in der Mitte, sondern, von Westen kommend, in der Entfernung von etwa 150 *m*, so dass von da an bis zum Ostfusse nur 50 *m* bleiben. Den alten Kegel fand ich, so gut es in dem Walde möglich war, zu 4.7 und 5.4 *m* Höhe. Er steigt ziemlich rasch in einem Winkel von etwa 30° auf und ist oben flach, aber mehrfach von einer Art Gräben durchzogen, die alten Ablaufstellen entsprechen werden. Der jetzt thätige kleine Kegel ist ebenfalls von einer solchen breiten Furche umgeben, deren Tiefe 50 bis 60 *cm* beträgt. Sie ist heute im Westen am geringsten, dagegen am Auslaufe, der nur durch Regen eintritt, jetzt nach Osten zu am bedeutendsten. Die Höhe des jungen, ganz kahlen Kegels ist, von

dem Umgebungsgraben aus gemessen, im Mittel 2 *m*, von Osten her 2.9 *m*, von Westen nur 1.5 *m*. Der nicht bewaldete Ring des jungen Kegels einschliesslich des Ablaufgrabens ist ein Oval von 29 + 14 *m* in nordsüdlicher und $13^1/_2$ + 30 *m* in westöstlicher Richtung, und der Ablaufmund ist nach Osten noch um 18 *m* verlängert; die Ausflussöffnung liegt also exzentrisch. Der Kegel selbst ist gleichmässig gebaut, die Spitze nicht abgeflacht. Die Mündung war voriges Jahr grösser als heute, es hatte sich aber auch heute ein kleiner Nebenausgang gebildet, so dass nichts mehr oben ausfloss, was voriges Jahr nicht der Fall war. Damals war die Mündung 20 *cm* weit und unregelmässig rund, heute dagegen 10 *cm* lang und 2—3 *cm* breit, länglich. Die Ausflussmenge und Konsistenz des feinen grauen Breies ist dieselbe wie früher, und der Brei ist so konsistent, dass er auch auf der geneigten Fläche oft stehen bleibt und erst, wenn Nachschub kommt, wie eine Flutwelle dahinbraust. Als ich den kleinen seitlichen Ausgang mit einem Stücke trockener Erde verstopfte, kam der Schlamm sogleich oben heraus. So oft ein Ausfluss stattfindet, kommen aus der Tiefe hörbar Blasen empor, und dann tritt der Brei etwas zurück, um sofort wieder langsam emporzusteigen. Stärkere Auswürfe sind den Umwohnern nicht vorgekommen. Den Schlund schätze ich nach Sondierung mit dem Stocke auf etwa 12 *cm* Weite im Durchmesser. Einen 3 *m* langen Stab konnte ich nicht hinabgleiten lassen, und durch starken Druck brachte ich ihn noch 10 *cm* in festen Schlamm hinein; offenbar hat der Schlund dort eine Biegung, der der gerade Stock nicht folgen konnte. Die Umgebung des Kegels war dieses Jahr ganz trocken, das Wasser auf einer Photographie, die ich von dem Platze besitze, ist damals gefallenes Regenwasser, kein ausgeflossenes Wasser. Am östlichen Ausflusse brodelt noch an vier bis fünf Stellen etwas Schlamm heraus, und etwa 80 *m* nordöstlich von dem jungen Kegel liegt eine grosse unbewachsene Schlammstelle, die zur Zeit eben trocken und begehbar ist; auch hier tritt an mehrern Punkten etwas Schlamm aus. Das ganze ist also ein grosser Schlammvulkan, auf dem noch mehrere Stellen thätig sind, hauptsächlich der junge aufgeschüttete Kegel. Die Entfernung von Maturin beträgt 2—$2^1/_2$ Leguas, die Richtung ist Ost 20° Süd.«

12. Gletscher und Glazialphysik.

Gletscherstudien im Sonnblickgebiete hat A. Penck angestellt[1]). Er betont, dass neben den grossen Alpengletschern, welche in die Thäler herabsteigen, die kleinen, hoch oben an den Gehängen lagernden ähnliche Beachtung verdienen, wie die Wildbäche neben den Flüssen. Sie sind weit mehr als die grossen Schwankungen unterworfen, und klar lässt sich überblicken, in welcher Weise sie

[1]) Zeitschrift des deutschen und österr. Alpenvereins 28. p. 52 ff.

Gesteinsschutt verfrachten. Firnfeld und Zunge liegen bei ihnen eng zusammen, und Veränderungen in der Nährung und Auflösung beeinflussen daher in auffälliger Weise ihre Grösse; auch kann ein auf einem regelmässig ansteigenden Gehänge reichender, dieses bis zum First überdeckender (idealer) Gletscher keine Oberflächenmoränen besitzen, da ihn kein Fels überragt, die Quelle also, welche den Schutt der Seiten- und Mittelmoränen auf den Thalgletschern liefert, ist für ihn nicht vorhanden. Was er an Trümmern bewegt, ist nicht zufällig auf ihn herabgefallen, sondern ist von ihm selbst von seiner Unterlage entfernt worden. Was er in seinen Endmoränen anhäuft, ist nicht Gehängeschutt, der auf einem riesigen Schlitten verschleppt wurde, sondern entstammt dem Gletscherboden und erweist dessen Erosion. Es giebt in den Alpen eine ganze Anzahl von Gehängegletschern, welche diesem idealen Typus recht nahe kommen. Meist aber sind die Geländeformen zur Entfaltung eines solch geometrisch regelmässigen Gebildes nicht günstig. In der Regel werden die Gehänge durch Rippen und Nischen gegliedert; in diesen liegen, überragt von jenen, die Gletscher, und selten reichen sie bis zum Grate hinauf; sie werden meist von seinen steilen Wänden als Hintergehänge umspannt. Sie sind daher weit mehr Kar- als Gehängegletscher. Ein von Wänden überragter Kargletscher kann nie so vollständig schuttfrei sein, als ein typischer Gehängegletscher, aber je mehr er sich demselben nähert, desto reiner wird seine Oberfläche erscheinen, desto mehr wird der oberflächliche Schutttransport ausgeschlossen sein. Gleich ihrer Umgebung ist aber auch die Unterlage der Kargletscher in der Regel stark uneben, und da ihr Eis wenig mächtig ist, so kann es über Aufragungen des Bodens leicht zerreissen. An derartigen Stellen bietet sich die Möglichkeit eines Einblickes in die Gletschersohle, und ein solcher verleiht ihrem Studium besondere Bedeutung für die Erkenntnis der mechanischen Wirksamkeit der Gletscher überhaupt.«

Die Gletscher der Sonnblickgruppe mit ihren verschiedenen Formen, vom echten kleinen Gehängegletscher bis zum grossen Kargletscher mit Zungenansatz, kommen dem idealen Typus nahe und eignen sich auch aus andern Gründen zum Studium, weshalb er im Herbst 1896 von Prof. Penck zu einer Untersuchung ausgewählt wurde, die er in Begleitung von Dr. Forster und mehrerer Studierenden ausführte. Es fand sich, dass der Goldberggletscher erheblich zurückgewichen ist (seit 1892 über 100 *m*); gegenwärtig liegen die Endmoränen 50 *m* hoch über dem eisfrei gewordenen Gletscherboden. Sein kleiner Nachbar hat noch grössere Veränderungen erlitten. »Alle drei Gletscher der Sonnblickgruppe haben laut ihren Ufer- und Endmoränen vor nicht allzulanger Zeit einen Hochstand gehabt. Beim Goldberggletscher ist er nach Turner 1850 eingetreten; bei den beiden andern Gletschern dürfte er gleichzeitig gewesen sein; beim Goldbergkees hat er sich in den Grenzen zweier früherer Hochstände gehalten, über welche seit Beginn des Berg-

baues das Kees nicht hinausgegangen ist, beim Wurtenkees ist er der grösste nachweisbare, beim Fleisskees ging ihm ein ähnlich grosser in den dreissiger Jahren voraus. Seit diesem Hochstande haben die Gletscher einen beträchtlichen Rückgang erfahren, und das Goldbergkees ist so klein wie wahrscheinlich nicht seit 400 Jahren.«

Bezüglich des Details der Wahrnehmungen an den Moränenbildungen der drei in Rede stehenden Gletscher muss auf das Original verwiesen werden. Es kommt bei diesen Bildungen wesentlich in Betracht, dass jeweils eine Seite von ihnen nicht von felsigen Gehängepartien überragt wird und sozusagen als Gehängegletscher entwickelt ist. Hier ist die Bildung von Oberflächenmoränen durch Herabfallen von Gehängeschutt ausgeschlossen. Sie ist bei allen drei Gletschern nur einseitig möglich.

Zusammenfassend seine Beobachtungen an diesen Moränen, sagt Prof. Penck: »Die wichtigste Thatsache für die Moränenbildung unserer Gletscher ist zweifellos die Unabhängigkeit der Entstehung der Grundmoräne von dem Vorhandensein des Gebirgsschuttes auf dem Eise, nämlich der echten Oberflächenmoränen. Wo sich uns Gelegenheit bot, die Sohle des Gletschers zu beobachten, an seinem Saume oder mehr oder weniger in der Mitte, wo er über Felsen zerreisst, da sahen wir sie selbst oder fanden Anzeichen ihres Vorhandenseins, und zwar auch an Stellen, wo kein Schutt auf sie herabfallen kann und herabgefallen ist. Wenn hier die Gletscher oberflächlich nicht so schuttfrei sind, wie man der Theorie nach erwarten sollte, so liegt dies daran, dass ihre Grundmoränen zu Tage gefördert werden. Hier wird nicht die Oberflächenmoräne zur Grundmoräne, wie gewöhnlich angenommen wird, sondern umgekehrt diese zu jener, und es entstehen Oberflächenmoränen von aussergewöhnlicher Zusammensetzung. Wir nennen sie unechte.

Bei der dargelegten Unabhängigkeit der Grundmoräne von der echten Oberflächenmoräne ist die Annahme nicht mehr haltbar, dass die Grundmoräne von den Höhen stammt, welche den Gletscher umrahmen; unsere Beobachtungen über den Gletscherboden gewährten auch Anhaltspunkte für eine andere Erklärung ihrer Entstehung. Wir sahen, dass derselbe nicht bloss durch den Gletscher geschrammt, sondern ausgebrochen worden ist. Hier und da konnten wir die Stellen erkennen, von welchen der Grundmoränenschutt herrührt, und vergewisserten uns von der Fähigkeit der Gletscher, ihren Boden zu erodieren. Welche Formen der Erdoberfläche durch diese Wirksamkeit der Gletscher geschaffen werden können, lehrt die Oberflächengestalt der Sonnblickgruppe selbst. Neben dem vom Kleinen Fleissgletscher erfüllten Kare liegt das leere der Goldzeche. Hier befindet sich an der Stelle, welche dem Orte des untern Bodens vom Kleinen Fleisskees entspricht, das Felsbecken des Zirmsees. Neben dem vom Wurtenkees erfüllten Schlusse des Wurtenthales liegt der grosse Thalschluss der grossen Zirknitz, gegenwärtig nur noch leicht verbrämt von Schneefeldern, sicherlich vor geologisch

kurzer Zeit noch vergletschert. Abermals erscheinen hier Seen, der stimmungsvolle Pilatussee und der kleine Platte See. Hiernach ist nicht daran zu zweifeln, dass die Wannenbildung die Folge der erodierenden Thätigkeit der Gletscher ist, und dass den kleinen Gletschern eine wesentliche Rolle bei Ausgestaltung der Hochgebirgskare zufällt.

Weiter zeigt sich eine Unabhängigkeit der Bildung von Ufermoränen von dem Vorhandensein von Seitenmoränen. Wir sahen am Goldberg-, Kleinen Fleiss- und Wurtenkees Ufermoränen an den Seiten der Gletscher, welche keine echten Seitenmoränen besitzen und haben können, da die entsprechenden Gehänge fehlen. Dort ferner, wo am rechten Ufer des obern Wurtenkeeses sich Ufer- und echte Seitenmoränen vergesellschaften, sind beide von verschiedener petrographischer Zusammensetzung. Das Material der Ufermoränen vergewisserte uns über ihren Ursprung. Sie bestehen namentlich aus Grundmoränen, die hier aufgehäuft worden sind. Eine solche Anhäufung von Grundmoränenmaterial ist nur dort denkbar, wo das Eis, das es herbeiführte, abschmilzt. Es kommt sohin für die Entstehung unserer Ufermoränen genau dasselbe Moment in Betracht wie für die Bildung der Endmoränen. In der That, wenn die gesamte Gletscherzunge im Abschmelzen begriffen ist, sowohl an ihrem Ende wie auch an ihren Seiten, so muss allenthalben an ihren Grenzen eine Ablagerung des herbeigeführten Moränenmateriales stattfinden. Hiernach ist zwischen Ufer- und Endmoränen lediglich ein Unterschied in der Lage vorhanden, nicht auch ein solcher der Entstehung. Dagegen giebt es zwischen Seiten- und Ufermoränen keine bestimmten Beziehungen, und die Existenz von Ufermoränen gewährt keinen Anhalt, auf das Vorhandensein echter, aus eckigem Gebirgsschutte bestehender Oberflächenmoränen zu schliessen. Eine solche Folgerung ist selbst dort nicht unbedingt gerechtfertigt, wo die Ufermoränen aus eckigem Gebirgsschutte zusammengesetzt werden, wie z. B. am obern Teile der Ufermoräne des Kleinen Fleissgletschers. Es ist ja bekannt, dass wachsende Gletscher losen Schutt vor sich zu Wällen zusammenschieben. Dieser wiederholt an vorwärtsschreitenden Enden beobachtete Vorgang muss ebenso auch an seitlich drängenden Gletscherufern geschehen.«

Beobachtungen am Vernagt-Guslarferner. Dieser durch seine Schwankungen überaus merkwürdige Gletscher ist seit 1888 von Dr. S. Finsterwalder und Dr. G. Hess messend verfolgt worden, und berichten dieselben jetzt über ihre Untersuchungen 1897 [1]). Der Vernagtgletscher hatte vor einem halben Jahrhunderte seine grösste Ausdehnung erreicht und ist seitdem ununterbrochen zurückgegangen. Seit der ersten genauen Aufnahme 1888 durch die obigen Forscher

---

[1]) Mitteilungen des deutschen u. österreichischen Alpenvereines 1897 Nr. 22. p. 267.

und Dr. Blümcke, sowie Dr. Kerschensteiner sind regelmässige Nachmessungen ausgeführt worden, die letzte 1897 von Finsterwalder und Hess. Nach ihrem oben erwähnten Berichte ist das Resultat dieser Nachmessung ungewöhnlich interessant. Während sich die Umrandung des Guslarferners seit 1895 kaum geändert hat, und ein sie umsäumender, etwa 1 *m* hoher Wall aus Grundmoränenmaterial den im ganzen stationären Stand bezeugt, sind die Grenzen des Vernagtferners noch weit zurückgewichen. Er ist jetzt so gut wie getrennt von dem mittlern, schuttbedeckten Eiswalle, der einst beide Ferner verband, der aber nun, von jeder Zufuhr abgeschnitten, als totes Eisgebilde der Vernichtung anheimfällt. Die Abflüsse des Guslarferners und des Vernagtferners vereinigen sich auf seinem Grunde und tragen zu seiner Auflösung mächtig bei. Kaum 300 *m* oberhalb der Stelle, wo in einem dolinenartigen Einsturze des morschen, schuttdurchsetzten, dünnen Eisfladens das Wasser des Vernagtbaches zuerst sichtbar wird, wölbt sich die Oberfläche des Ferners steil empor, die Zerklüftung beginnt und erreicht am linken Rande unterhalb des Schwarzkögele einen nicht gewöhnlichen Grad. Spalten von 9 *m* Breite und 19 *m* Tiefe zwischen schmalen Eisrücken finden sich an Stellen, wo früher Schmelzwasserströme ihr gewundenes Bett in das glatte Eis gruben. Der Vergleich des alten mit dem neuen Profile zeigt Hebungen von 17 *m* an. Auch oberhalb des Profiles sind unverkennbare Schwellungen, die sich, wie es scheint, weit in die untere Mulde des Firnfeldes erstrecken. Die Intensität der Zerklüftung hat sehr merklich zugenommen. Am linken Ufer beweisen neugebildete, hohe Grundmoränenwälle eine Tendenz zur seitlichen Ausbreitung des Ferners, und an der rechten Seite schiebt der stark aufwärts gebogene, zerklüftete Eisrand die Grundmoräne über einzelne Vegetationsbüschel hinweg, welche sich früher in der Moräne angesiedelt hatten. Die gleiche Erscheinung zeigt sich an der linken Seite des Guslarferners, dessen Zerklüftung ebenfalls stark zugenommen hat. In bester Übereinstimmung mit diesen Wahrnehmungen steht das Ergebnis der Nachmessung der Steinlinien. Diese hat besonders am Vernagtferner wiederum eine enorme Steigerung der Störungsgeschwindigkeit ergeben. Diese Steigerung lässt sich an nachstehender Aufzählung der Maximalgeschwindigkeit ein und desselben Profiles in dem Zeitraume 1889—1897 erkennen:

Zeitraum	Jährliche Geschwindigkeit
1889—1891	17 *m*
1891—1893	25 »
1893—1895	50 »
1895—1897	96 »

Die Abflussgeschwindigkeit hat sich also im Laufe der acht Beobachtungsjahre mehr als versechsfacht. Auch beim Guslarferner ist eine namhafte, wenn auch viel geringere Steigerung der Bewegung nachweisbar.

»Es kann nach diesen Beobachtungen nicht zweifelhaft sein, dass sich der Vernagtferner im Anfangsstadium eines Vorstosses befindet, trotzdem bis jetzt der Flächenverlust durch Abschmelzung am Ende den Gewinn durch Ausbreitung an den seitlichen Ufern weit überwiegt. Welcher Art wird dieser Vorstoss sein? Wird er im Sande verlaufen, ehe es zu einer Neubildung der vereinigten Fernerzungen kommt? Wird das 2500 *m* lange, nunmehr eisfreie Vernagtthal wieder ganz oder zum grössern Teile mit Eis erfüllt, wie im Jahre 1820, oder steht gar ein Ausbruch bevor, ähnlich dem von 1845, der das Rosenthal abdämmte und den unheilvollen Rosensee aufstaute? Wir wissen viel zu wenig über die ersten, bis jetzt immer unbeachtet gebliebenen Stadien eines Gletschervorstosses, um eine zweifellose Antwort auf diese Fragen erteilen zu können. Was wir aber wissen, macht es wahrscheinlich, dass es zu keinem gefährlichen Anwachsen des Ferners kommen wird. Zunächst lehrt uns die 400jährige Geschichte des Ferners, dass er noch niemals in zwei unmittelbar aufeinander folgenden Klimaperioden (zu 35 Jahren) schadenbringend angewachsen ist, dann hat sich die letzte feuchte Klimaperiode so langsam und so schwächlich in den Ferneroszillationen ausgesprochen, dass nur die schärfste Aufmerksamkeit die Veränderungen in den Fernerständen zu erkennen vermochte, und endlich weisen vielerlei Gründe darauf hin, dass vielleicht bald der Einfluss der beginnenden warmtrockenen Zeit sich geltend machen wird, dem dann der zunächst allerdings steigende Nachschub erst noch das Gleichgewicht zu halten hat.«

Beobachtungen an den Gletschern des Kaukasus und Turkestans sind auf Veranlassung der Russischen Geographischen Gesellschaft im Jahre 1896 ausgeführt worden, und Prof. Muschketoff berichtet über die Ergebnisse[1]). Für acht Gletscher besitzt man bereits Aufzeichnungen, die sich über einen Zeitraum von acht bis zehn Jahren erstrecken; aus denselben geht hervor, dass sie beständig in der Abnahme begriffen sind, und dass die Endpunkte der Gletscher von 9—38 *m* in jedem Jahre zurückgewichen sind. Einige neue Gletscher wurden im Jahre 1896 von den Botanikern Busch und Schukin entdeckt. Auch bei den in der Hissar-Kette Turkestans entdeckten grossen Gletschern ist auf Grund der sie umgebenden Moränen ein ständiger Rückgang bemerkbar. Dasselbe gilt vom Serafschan-Gletscher und von vielen früher weniger bekannten Gletschern in Sibirien.

Neu entdeckter Gletscher im Altai. Bisher waren dort nur Gletscher auf dem 3350 *m* hohen Bjelucha bekannt. Nunmehr hat der russische Forschungsreisende Tronow an der Quelle des Buchtarma, eines rechten Nebenflusses des Irtysch, noch einige Gletscher ent-

[1]) Iswestija d. Russ. Geogr. Ges. 1897. 4.

deckt. Der eine besitzt die ansehnliche Länge von fast $3^1/_2$ *km* und eine Breite von 2 *km*. Er wird von zwei Seitenmoränen begleitet, und seine Zunge reicht bis in eine Höhe von etwa 2500 *m* über den Meeresspiegel hinab. Die Karte ist an dieser Stelle ferner darin zu berichtigen, dass der Buchtarmasee, den nach der bisherigen Kenntnis der gleichnamige Fluss durchströmen sollte, 8 *km* von diesem entfernt liegt. Ein weiterer kleiner Gletscher wurde an den Quellwassern des Ukokflusses entdeckt, eines Nebenflusses des Alakh. An der Quelle des Alakh selbst kommt von einem ungeheuern Firnfelde ein dritter grosser Gletscher von 5 *km* Länge herab, der an seinem Ausgangspunkte über 3 *km* breit ist. Er endigt mit einer Eismauer von 50 *m* Höhe, aus welcher der Fluss durch einen Tunnel ausströmt. Die ganze Hochfläche, die unter dem Namen Kizen und Ukok bekannt ist, ist mit Moränenschutt bedeckt. Die Gletscher müssen darnach früher eine weit grössere Ausdehnung besessen und dieses ganze Plateau mit ihren Ablagerungen überdeckt haben [1]).

Gletscherschwankungen in den arktischen Gebieten. Hierüber hat Charles Rabot eine Untersuchung veröffentlicht, welche die Längenänderungen der Gletscher während der beiden letzten Jahrhunderte im hohen Norden, besonders in Island und Grönland, zum Gegenstande hat. Dem Referate, welches das Novemberheft des »American Journal of Science« über den ersten Teil dieser von der internationalen Gletscherkommission in Genf 1897 veröffentlichten Untersuchung bringt, sind die nachstehenden Angaben entlehnt.

Über Island waren mehr oder weniger genaue Beobachtungen seit dem Ende des 17. Jahrhunderts für die Vergleichung zugänglich, und aus den interessantesten, über jeden einzelnen Gletscher zusammengestellten Daten kommt Rabot zu folgendem allgemeinen Schlusse: Seit der Kolonisierung Islands durch die Normannen haben Gletscher dieser Insel bedeutend zugenommen, besonders deutlich am Südabhange des Vatnajökull, wo eine weite Strecke Landes wieder von Eis bedeckt wurde. Im einzelnen wird ausgeführt, dass am Ende des 17. und am Beginne des 18. Jahrhunderts die Gletscher eine geringere Ausdehnung hatten als heute; aber um diese Zeit brach eine Periode des Wachstums an, die um die Mitte des 18. Jahrhunderts für eine Reihe von Strömen unterbrochen wurde durch eine etwas schlecht begrenzte Periode des Rückzuges; hernach aber hatten die meisten Gletscher eine bemerkenswerte Ausdehnung und veranlassten ein Vorrücken, das sich während des grössten Teiles des 19. Jahrhunderts fortsetzte, und bei einigen Strömen noch nicht abgeschlossen ist. Bei der Mehrzahl der Gletscher setzte aber nach dieser Zeit der Ausdehnung eine Periode der Abnahme ein, und zwar scheint diese Phase im Norden früher (1855 bis 1860) begonnen zu haben als im Süden (1880). Diese Rück-

[1]) Umlauft, Deutsche Rundschau 1898. **20**. p. 331

schrittsbewegung hat, wenigstens bisher, nicht eine Amplitude gezeigt, die dem unmittelbar vorangegangenen Wachsen gleicht. An Bedeutung und Allgemeinheit steht das Zurückweichen der isländischen Gletscher der grossen Phase der Abnahme nach, die in den Alpen zwischen 1850 und 1880 festgestellt worden.

Über Grönland sind die Daten viel weniger genau und eingehend, so dass die aus ihnen abgeleiteten Schlüsse einen mehr oder weniger hypothetischen Charakter haben. Das älteste, verwertbare Dokument (aus dem 13. Jahrhunderte) giebt eine allgemeine Beschreibung der Gletscher, die so genau ist, als hätte sie ein lebender Geologe abgefasst. Nach dem einmütigen Zeugnisse der Eingeborenen haben die Gletscher an verschiedenen Punkten des dänischen Grönland, an der Westküste bis hinauf zu 72° N, seit der historischen Zeit sich vorwärts bewegt, und Kommandant Holm verleiht diesen Berichten das Gewicht seiner Autorität, wenigstens für den südlichen Teil der Gegend. In jedem Falle scheint um den Anfang dieses Jahrhunderts ein Wachsen eingesetzt und sich im grössern Teile Grönlands bis zur Gegenwart fortgesetzt zu haben. Im allgemeinen kann man sagen, dass besonders im Norden das Binneneis von Grönland gegenwärtig auf seinem Maximum stationär zu sein scheint, während im Süden eine leichte Abnahme sich zeigt, aber eine zu leicht ausgesprochene, um die von Holm verzeichnete fortschreitende Bewegung des Eises aufzuhalten. Sicherlich kann während der Mitte dieses Jahrhunderts keine Phase des Zurückweichens verzeichnet werden, die an Ausdehnung und Dauer der in den Alpen beobachteten verglichen werden kann. Im Gegenteile wurde während dieser Periode, mindestens an einigen lokalen Gletschern, besonders von Disko und Upernivik, ein Vorrücken verzeichnet. Beobachtungen auf Jan Mayen (71° N) zeigen, dass die Gletscher von Berenberg seit dem Ende des 17. Jahrhunderts vorgerückt sind, wie die Mehrzahl der Gletscher Islands[1]).

Die Ursachen und geographischen Wirkungen der Eisbewegungen behandelt Dr. E v. Drygalski mit besonderer Berücksichtigung des grönländischen Inlandeises[2]). Zunächst weist er darauf hin, was bis dahin noch niemals deutlich erkannt und hervorgehoben worden ist, dass sich auf Grönland in den Küstenzonen des Eises (wo allein nur das Verhältnis des Eises zu den Landformen sich direkt betrachten lässt) ein bestimmter Kontrast zwischen Osten und Westen zeigt. Diesen muss man, nach Drygalski, dahin deuten, dass der Osten als das Ursprungsgebiet, der Westen als das Endgebiet der grönländischen Vereisung aufzufassen ist. »Die Gebirge des Ostens,« sagt er, »sind vollkommen vom Eise umhüllt und durchdrungen, so dass nur einzelne Spitzen daraus hervorragen; die Gebirge

[1]) Naturwissenschaftliche Rundschau 1898. 13. p. 131.
[2]) Petermann's Mitteilungen 1898. 3. Heft. p. 55 ff.

des Westens stehen dem Inlandeise isoliert und fremd gegenüber. Sie ragen mit breiten Massiven häufig ebenfalls über die Schneegrenze empor und bilden ihre eigenen Eisdecken; mit der Bildung des Inlandeises haben die letztern aber wenig zu schaffen und sind in weiten Gebieten auch räumlich von ihm getrennt. Der gleiche Kontrast zwischen Osten und Westen zeigt sich in anderer Weise auch indirekt an den Nunataks, jenen äussersten Felseninseln, welche jenseits der zusammenhängenden Küstengebirge im Eise erscheinen. Dieselben sind im Westen von einer breiten und tiefen Schmelzkehle umgeben, während das Eis im Osten an ihnen emporsteigt. Nansen hat diesen Unterschied durch eine verschiedene Intensität der Bewegung des Eises an den Nunataks zu erklären versucht. Dieser Grund kommt jedoch nicht in Betracht, da die Intensität der Bewegung in der Nähe der Nunataks an sich schon äusserst gering ist und Unterschiede dieser Intensität deshalb um so weniger nennenswerte Wirkungen haben können. Der Kontrast beruht vielmehr darauf, dass im Osten das Nährmaterial überwiegt, während im Westen die Abschmelzung vorherrscht.«

Im Osten Grönlands sehen wir die Gegend der vereinigten Nährfelder, von denen das Inlandeis abströmt, im Westen zeigt dieses den Charakter zusammengeschweisster Gletscherzungen. Im Norden und im südlichsten Teile des Landes verschwinden diese Kontraste, da dort die Gebirgssysteme der Küstensäume miteinander verschmelzen, während der ungeheure mittlere Teil des Landes nach Drygalski eine gewaltige Einsenkung bildet. Diese muss daher als von einer ungeheuern Eismasse ausgefüllt angenommen werden, da ja Grönland völlig von einem Eispanzer bedeckt ist. In der That erklärt Drygalski, das Eis strömt von Osten her ab, erfüllt diese Senke und strömt streckenweise dann auch noch an den Gebirgen der Westküste aufwärts. »Hierin gleicht es dem nordeuropäischen Inlandeise, welches in den skandinavischen Gebirgen entstand, die Mulde der Ostsee durchströmte und dann in Deutschland bis zu den Mittelgebirgen emporstieg. Freilich endigt es in Grönland teilweise schon in der Tiefe der Mulde, nämlich dort, wo Meeresbuchten und Fjorde hineingreifen. Hier entstehen die grossen und heftig bewegten Inlandeisströme, welche in Nordeuropa wohl kaum ein Analogon hatten, da zu deren Entstehung ein tiefes Meer gehört. Ähnliche Verhältnisse aber, wie an dem Südrande der europäischen Vereisung, trifft man in Grönland in den Gebieten zwischen den Fjorden und Buchten, in denen das Inlandeis an den Gebirgen aufwärts strömt, wie es das nordeuropäische einst in grösserem Umfange und allgemein auf den südlichen und östlichen Randgebieten der Ostsee gethan hat.«

Ist die Anschauung Drygalski's richtig, so kann für das Abströmen des Inlandeises von Osten gegen Westen nur eine meteorologische Ursache angenommen werden, nämlich erheblich grössere Niederschläge auf der Ostseite als an der Westküste Grönlands.

Von letzterer kennen wir die Niederschlagsverhältnisse einiger Orte und wissen, dass sie von Süden nach Norden hin abnehmen (Godthab hat 654 *mm*, Upernivik 214 *mm* mittlere jährliche Niederschlagshöhe), aus Ostgrönland sind dagegen bis jetzt keine genügenden Beobachtungen bekannt, um für oder gegen die Hypothese zu sprechen. Was die Bewegungsvorgänge der Eismassen anbelangt, so hat Drygalski diese durch Aufstellung eines Systems von Marken an 57 Punkten des Inlandeises aufs genaueste studieren können. Diese Marken waren im September 1892 vor der Nordstufe des Karajak-Nunataks eingerichtet worden, und ihre Positionen wurden im Juni 1893 revidiert. Die hauptsächlichste Horizontalbewegung, welche sich in diesem Markensysteme zeigte, entsprach dem äussern Aussehen der Eisoberflächen und insbesondere der Verteilung der Spalten. Dicht vor der Stirn des Nunataks liegt ein ebenes und fast spaltenfreies Eisgebiet, in welchem sich nur ganz schwache Bewegungen wahrnehmen liessen. Mit der wachsenden Entfernung von dem Lande wuchs deren Intensität, so dass in 3—4 *km* Abstand schon 0.3—0.4 *m* in 24 Stunden erreicht wurden. Die Richtung dieser Bewegungen ging parallel zu dem nordsüdlich streichenden Lande, welches mithin das Eis ablenkte, indem der bisher nach Westen geneigte Hang desselben nun in die beiden nordsüdlich gerichteten Ausläufer aufgelöst wurde, welche als die beiden Karajak-Eisströme zu bezeichnen sind. Der Anfang dieser beiden Eisströme innerhalb des zusammenhängenden Eishanges ist unbestimmt. Die Richtung ihrer Bewegung aber ist der Hauptsache nach durch die dem Hange entgegentretenden Landformen bestimmt und entspricht darin der Bewegungsrichtung der in bestimmten Thalformen strömenden Gletscher.

Neben dieser hauptsächlichen Horizontalbewegung zeigte sich in den Veränderungen der Höhenunterschiede der einzelnen Marken im Laufe des Beobachtungsjahres eine Vertikalbewegung, welche von jener unabhängig ist und als ein Schwellen gegen das Land bezeichnet werden muss. Die dem Lande am nächsten gelegenen Marken wiesen eine Zunahme der Höhen, die entfernter liegenden eine Abnahme auf. Diese Veränderungen beruhen nicht etwa, wie man vermuten könnte, in äussern Einflüssen, die auf die Oberfläche wirken, also nicht in einer Häufung von Schnee in den Randgebieten und einer starken Ablation jenseits davon; denn die Grösse dieser äussern Einflüsse ist an jeder einzelnen Marke direkt bestimmt und von den beobachteten Höhenveränderungen in Abzug gebracht. Die Ablation verstärkt die Höhenabnahme der einsinkenden Eisoberflächen. Die Häufung von Schnee wirkt ihr entgegen. Nach Abzug dieser äussern Einflüsse bleiben in den gemessenen Höhenveränderungen noch bestimmte Beträge übrig, welche nur auf vertikalen Bewegungsvorgängen beruhen können.

Genaue Untersuchungen, welche Drygalski mittels eines Nivellierinstrumentes ausführte, lehrten unzweifelhaft, dass neben der Bewegung der Hauptmasse des Eises parallel zu Lande nach dem

Fjord hin eine senkrechte Bewegung von der Mitte des Eisstromes gegen das Land hin stattfindet. In dieser Bewegung findet Drygalski die Erklärung für die Schiebungen des diluvialen Eises und bezeichnet sie deshalb allgemein als Bewegung des Inlandeises, während er die von den Landformen abhängige und parallel zu ihnen gerichtete Bewegung Gletscherbewegung nennt. Sehr richtig betont Drygalski, dass der Umstand, dass diese Randgebiete des Inlandeises schwellen, ohne dass der äussere Massenzuwachs solches erklärt, beweise, dass die Eisbewegung auf innern Vorgängen und Massenumsätzen beruhe. Durch direkte Beobachtungen konnte er nachweisen, dass trotz der Grösse der arktischen Kälte die Schmelztemperatur auch im Winter dem grössten Teile des Eises erhalten bleibt. »Die Kälte hat nämlich einen weit geringern Zugang zum Eise als die Wärme. Denn da die Spalten für das Eindringen der Kälte sich als durchaus unwesentlich erwiesen, bleibt dafür nur das Leitungsvermögen übrig, welches gering ist, während die Wärme im Frühjahre nicht allein durch Leitung, sondern auch durch Wassermassen verfrachtet wird, die auf Spalten und Rissen von der Oberfläche zur Tiefe stürzen. Sehr wesentlich kommen für die Durchwärmung des Eises auch die Neueisbildungen der Schichten in Betracht, von welchen die freiwerdenden Wärmemengen in Strömen gerade die dünnen Eisgebiete durchdringen, welche am meisten durchkältet waren, da in diese hinein die Massenumsätze von den dickern und deshalb weniger durchkälteten Eisgebieten her erfolgen. Alle diese Umstände vereinigen sich dazu, die Nulltemperatur, auf welcher die Bewegung beruht, in dem grössten Teile von Grönlands Inlandeis zu erhalten. Einer Zuhilfenahme der Erdwärme zur Erklärung der Abschmelzung am Boden des Eises, wie es Nansen meinte, bedarf es nicht; auch kann die Erdwärme hier garnicht in Betracht kommen, da die Geoisothermen durch eine Eisbedeckung gesenkt und nicht gehoben werden, wie es Nansen annahm.«

Drygalski zeigt, dass Art und Richtung der Eisbewegung stets in der Richtung der Entlastung erfolgt. »Diese Richtung,« sagt er, »fällt bei Eismassen, die auf dem Lande liegen, mit derjenigen zusammen, in welcher die Mächtigkeit abnimmt, wodurch das Schwellen des Inlandeises gegen das Land hin seine Erklärung findet. Bei den Eisströmen aber, welche in das Meer hinaustreten, fällt die Richtung der Entlastung mit derjenigen zusammen, in welcher die Eisströme in tieferes Wasser eintauchen. Aus diesem Grunde erfolgt das Strömen in solchen Fällen auch bisweilen in derjenigen Richtung, in welcher die Mächtigkeit zunimmt. Vor allem aber ist zu betonen, dass die Bewegung des Eises im allgemeinen nicht auf eine Richtung beschränkt ist, sondern nach allen Seiten einen Ausgleich anstrebt. Aus diesem Grunde kann ein Inlandeis Höhen und Senken eines Landes überströmen. Die Richtung der Eisbewegung gleicht in mancher Beziehung derjenigen, in welcher Wasser zum Strömen gelangt, nur mit dem wichtigen Unterschiede, dass die Wasser-

bewegungen stets einen Ausgleich des Niveaus anstreben, während die Eisbewegungen einen Ausgleich des im Eise verteilten Druckes zu erreichen suchen, der nicht immer von dem Niveau abhängt. Bei gleichen Temperaturverhältnissen wird die Bewegung auf dem Lande von dem dickern zu dem dünnern Eisgebiete hin gerichtet sein, auch wenn das letztere ein höheres Niveau einnimmt; das dünnere kann dann aufwärts getrieben werden, weil in ihm wegen seiner geringern Dicke weniger Verflüssigungen erfolgen, als in dem tieferliegenden, aber mächtigern Gebiete. Der Einfluss der Neigung auf die Eisbewegung ist von diesem Gesichtspunkte aus zu betrachten. Komplikationen der normalen Eisbewegung entstehen durch verschiedene Temperaturverhältnisse und durch Beimengungen von Schutt. Die erstern beeinflussen direkt die Menge der Verflüssigungen, welche innerhalb der Eismassen entstehen, die letztern indirekt, indem sie Ansammlungen innerhalb des Eises bilden, die nicht verflüssigt werden können, und damit die Bewegungsfähigkeit mindern.«

Den Hauptanteil an der Bewegung des Eises schreibt Drygalski Verflüssigungen und Wiederverfestigungen innerhalb desselben zu, worin er mit J. Thomson und A. Heim übereinstimmt.

Was die geographischen Wirkungen der Eisbewegung anbelangt, so bestehen sie in den Einwirkungen auf den Untergrund und in dem Transport von Material. Soweit diese Untergrundwirkungen aus Glättungen, Schrammungen u. s. w. bestehen, sind sie allgemein anerkannt; nur darüber gehen die Meinungen auseinander, ob sie auch in erheblichem Masse erodierend, d. h. Seebecken bildend, anzunehmen sind. Drygalski steht nicht an, letzteres zu bejahen. »Was die Seenbildung betrifft,« sagt er, »so hängt deren Möglichkeit eng mit der Fähigkeit des Eises zusammen, Vertiefungen zu durchströmen. Dass diese Fähigkeit besteht, wurde vorher auseinandergesetzt. Bei diesem Strömen kann nach dem soeben Gesagten auch eine Abnutzung, also eine Aushöhlung des Beckenbodens erfolgen. Die Anlage zu Beckenbildungen liegt in den arktischen Ländern infolge der starken trocknen und feuchten Verwitterung sehr allgemein vor. Eine Ausräumung des Verwitterungsschuttes aus dem gesunden Gesteine schafft jene flachen Felsenschalen, wie sie die Oberflächen Grönlands in unabsehbarer Fülle zieren. Es ist jedoch zu bedenken, dass die erodierende Thätigkeit des Eises mehr auf eine Verlängerung als auf eine Vertiefung des Seebeckens hinarbeitet, weil sie hauptsächlich die in der Bewegungsrichtung aufsteigende Wand desselben angreifen muss. Denn ihre Kraft ist am stärksten dort, wo die Mächtigkeitsunterschiede des Eises am grössten sind, das ist also bei vollkommener Ausfüllung des Beckens an der Stelle, wo der Boden sich wieder zu heben beginnt. Zu einer Aushöhlung von Seen auf ebenem Boden liegt aus dem gleichen Grunde nur bei dem Vorhandensein von Mächtigkeitsdifferenzen im Eise Veranlassung vor. Da aber solche bei dem Austritte des Eises aus einem Gebirge leicht eintreten können, ist in dem unmittelbaren

Vorlande desselben die Gelegenheit zu Seenbildungen gegeben. Auch hier wird es sich jedoch um die Bildung von langgezogenen, aber flachen Becken handeln. Eine Grenze für die Durchmessung von Seen liegt für das Eis in grabenähnlichen Formen mit steilen Wänden. Die Tiefe des Beckens an sich bietet kein Hindernis, nur ihr etwaiges grosses Verhältnis zur Länge.«

Das ist ein sehr wichtiges Ergebnis dieser neuen Untersuchungen der Eisbewegung in Grönland, und die Geologen, die sich mit dem Probleme der Seebildung beschäftigen, werden nicht ermangeln können, dazu Stellung zu nehmen.

13. Die Lufthülle im allgemeinen.

Neue Bestandteile der atmosphärischen Luft. Die Entdeckung, dass neben Stickstoff und Sauerstoff unsere Atmosphäre noch einen konstanten Bestandteil, das Argon, enthält, ist für Prof. William Ramsay und Morris W. Travers der Ausgangspunkt weiterer Untersuchungen geworden, welche den Zweck verfolgten, etwaige andere gasförmige Bestandteile der Luft, die wegen ihrer geringen Menge der Wahrnehmung bisher entgangen sein möchten, nachzuweisen. Diese Forschungen sind von Erfolg gekrönt gewesen, wie die Obengenannten in zwei Vorlesungen vor der Royal Society am 9. und 16. Juni 1898 mitgeteilt haben[1]).

Ramsay und Travers stellten eine grössere Menge Argon aus atmosphärischer Luft durch Absorption des Sauerstoffes mittels glühenden Kupfers und des Stickstoffes mittels Magnesium her. 18 *l* des so gewonnenen Gases unterwarfen sie der Verflüssigung dadurch, dass sie es mit flüssiger Luft, die unter vermindertem Drucke siedete, kühlten. Mit Hilfe eines Zweiweghahnes wurde das Argon in einen kleinen, von flüssiger Luft umgebenen Kolben geleitet, nachdem es durch Reinigungsmittel gegangen war. Der Zweiweghahn war einerseits mit einem Quecksilbergasometer, anderseits mit einer Töpler-Pumpe verbunden, mittels deren jeder Teil des Apparates vollkommen leer gemacht werden konnte. Argon schied sich als eine Flüssigkeit ab, gleichzeitig aber wurde beobachtet, dass eine erhebliche Menge eines festen Körpers sich teils an den Wänden der Röhre, teils unterhalb der Flüssigkeitsoberfläche ausschied. Nachdem so 13—14 *l* Argon verflüssigt worden waren, wurde der Zuleitungshahn geschlossen und das erhaltene Gemenge von Flüssigkeit und festem Körper verarbeitet. Zunächst wurde das flüssige Argon verdunstet und die letzten Reste desselben durch Evakuieren des Gefässes mittels der Töpler-Pumpe entfernt.

Der zurückbleibende feste Körper lässt sich in zwei Bestandteile trennen. Ein Teil desselben — das Metargon — vergast auch im Kühlbade langsam, während das andere, das Neon, zunächst fest

[1]) Zeitschrift f. physik. Chemie 26. p. 564.

bleibt und erst nach Entfernung des Kühlbades schmilzt und in den vorgelegten Gasometer verdampft.

Beide Gase wurden von den Verfassern genauer untersucht. Das Spektrum des Neons ist durch eine Anzahl heller, roter Linien, von denen eine besonders lichtstark ist, und durch eine glänzend gelbe Linie charakterisiert. Die Wellenlänge der gelben Linie ist zu 5849,6 gefunden worden und demnach nicht identisch mit einer Linie von Natrium, Helium oder Krypton, denen sie an Helligkeit nahe steht. Als Dichte des Neons wurde nach wiederholter Fraktionierung 13.7 gefunden. Um das Neon an seine Stelle im periodischen Systeme zu bringen, wäre eine Dichte von 10 oder 11 erforderlich. Dass dieses Gas neu ist, erscheint genügend bewiesen, nicht nur durch das neue Spektrum und die geringe Dichte, sondern auch durch sein Verhalten in der Vakuumröhre. Im Gegensatze zu Helium, Argon und Krypton wird es durch die rotglühenden Aluminiumelektroden sehr leicht aufgenommen, und das Aussehen der Röhre ändert sich bei diesem Vorgange von einem feurigen Rot in ein überaus glänzendes Orange, wie es bei keinem andern Gase erscheint.

Das Metargon unterscheidet sich vom Argon durch sein Spektrum sehr erheblich. Es scheint sich zu Argon zu verhalten wie Nickel zu Kobalt, indem es etwa dasselbe Atomgewicht, aber abweichende Eigenschaften besitzt. Die Dichte des Metargons wurde zu 19.87 gefunden.

Untersuchungen über die Absorption des Sternenlichtes in der Erdatmosphäre sind gleichzeitig in Catania und auf dem Ätna von G. Müller und P. Kempf angestellt worden[1]). Nachdem früher Langley aus aktinometrischen Messungen an der Sonne den Schluss gezogen, dass die Erdatmosphäre 40% des Sonnen- und Sternenlichtes absorbiere, fand G. Müller 1889 durch Helligkeitsbeobachtungen von Sternen auf dem Säntis nur eine Absorption von 16%, nahe übereinstimmend mit dem frühern Ergebnisse (17%) zu Potsdam. Um indessen streng untereinander vergleichbare Messungen zu erhalten, haben G. Müller und P. Kempf vom 20. August bis 6. September 1894 auf dem Observatorium zu Catania in 65 *m* Seehöhe und auf dem Ätna in 2942 *m* Seehöhe Beobachtungen angestellt. Diese Messungen lieferten für den Transmissionskoeffizienten der über dem Ätna befindlichen Luftmasse den Endwert 0.880, während sich für die Luft über dem Observatorium zu Catania der viel geringere Wert 0.708 ergiebt. Darnach würde in Catania ein Stern um 0.24 Grössenklassen schwächer erscheinen als auf dem Ätna.

Einen noch stärkern Helligkeitsunterschied ergeben die direkten Messungen der Sterngrössen auf dem Ätna und in Catania, nämlich 0.53 Grössenklassen. Daraus würde sich der Transmissionskoeffizient

[1]) Publ. des astrophys. Obs. zu Potsdam Nr. 38. 11. p. 211.

der Erdatmosphäre zu nur 0.185 berechnen, d. h. die Luft würde über 80 % des senkrecht einfallenden Lichtes absorbieren, die Helligkeit der Sterne ausserhalb der Atmosphäre wäre mehr als viermal so gross als an der Erdoberfläche. Dieses Resultat widerspricht allen sonstigen Bestimmungen der Absorption des Lichtes in der Atmosphäre und ist lediglich in dem nicht vorherzusehenden, ungünstigen Umstande begründet, dass während der ganzen Beobachtungsperiode die Stadt Catania in Rauch- und Staubdunst eingehüllt war, der die Durchsichtigkeit des Himmels bedeutend herabsetzte. Vorangegangen war eine langdauernde, regenlose Periode, während Ende August und Anfang September heftiger Wind herrschte, der den Staub von der ausgetrockneten Landschaft emporwirbelte.

Die Beobachtungen haben also ihren Zweck nicht erreicht. Sie lehren aber, dass bei der Wahl der untern Station die unmittelbare Nähe grösserer, bewohnter Ortschaften zu vermeiden ist, auch sollte sie nicht direkt am Meeresspiegel, sondern in einigen hundert Metern Höhe liegen.

Neue Untersuchungen über die Konstante der Sonnenstrahlung[1]). Eine Untersuchung der auf dem Monte Rosa in der Hütte »Regina Margherita« angestellten aktinometrischen Beobachtungen hatte Prof. Ricco zu dem Resultate geführt, dass die Sonnenkonstante nicht mit befriedigender Annäherung aus Beobachtungen an einer einzigen Station berechnet werden könne, mindestens müsse man über eine Reihe gleichzeitiger, in verschiedenen Niveaus und unter gleichen atmosphärischen Verhältnissen gemachter Beobachtungen verfügen. Wohl lagen bereits einige in dieser Richtung ausgeführte Untersuchungen (von Violle, Langley, Vallot) vor, aber die äussern Bedingungen derselben waren doch so wenig befriedigend, dass eine neue Untersuchung unter günstigen Umständen erwünscht schien. Möglichst grosse Niveaudifferenzen bei möglichst geringem horizontalen Abstande und voraussichtlich gleichartige Beschaffenheit des Himmels finden sich nun an dem im Susathale aufsteigenden Rocciamelone, der eisfrei ist und auch dem Transporte von Instrumenten und Lebensmitteln für die Beobachter günstige Bedingungen darbietet. Daher wurden vier Stationen auf diesem Berge ausgewählt, nämlich Mompantero (501 *m* hoch), Trucco (1722 *m*), Casa d'Asti (2834 *m*) und Vetta del Rocciamelone (3537 *m*); auf jeder war ein Beobachter (Pasquale, Capeder, Rizzo, Roccati) stationiert, und unter Leitung des Verfassers wurden vom 1. bis 7. September regelmässige Beobachtungen ausgeführt.

Benutzt wurde auf allen Stationen das Violle'sche Aktinometer, welches im wesentlichen aus einem Thermometer mit berusster Kugel in einer evakuierten Hülle besteht, welches aber dahin abgeändert

[1]) Memorie della sociétá degli spettroscopisti italiani 1898. 27. p. 10.

war, dass die Sonnenstrahlen statt auf die Thermometerkugel auf eine mit Platinschwarz bedeckte Silberkugel fielen, in welcher das Thermometergefäss sich unverrückt befand; ferner war durch ein Diaphragma dafür gesorgt, dass nur Strahlen, die wirklich die Kugel treffen, ins Innere gelangten. Die vier Aktinometer waren sorgfältig hergestellt, die Thermometer derselben, zwischen — 20° und + 32° in Zehntelgrade geteilt, liessen mit Leichtigkeit ein Hundertstel ablesen, und die Beobachtungen wurden so oft als möglich am 2., 3., 4., 5. und 6. September gemacht. Obschon die Witterung, wie in der Regel zu dieser Jahreszeit, eine sehr günstige war, konnten für die Rechnungen nur die Beobachtungen des 5. September verwendet werden, weil nur an diesem Tage der Himmel beständig an allen Stationen heiter gewesen war, ohne dass sich eine Wolke oder ein Dunstschleier über den Horizont erhoben.

Die Beobachtungen an den vier Stationen ergaben folgende Resultate. Die auf das Zenith reduzierte Sonnenstrahlung Q (in Kalorien), bezogen auf die durchsetzte Luftmasse, oder entsprechend dem Atmosphärendrucke x in Zentimetern hatte die nachstehenden Werte:

x =	72.2	62.2	54.4	49.9
Q =	1.61	1.98	2.09	2.13.

Aus einer graphischen Darstellung dieser Werte der Sonnenstrahlung im Zenith bei verschiedenen Dicken der Atmosphäre ergiebt sich für die Luftschicht x = 0 die Sonnenkonstante gleich etwa 2.5 kleine Kalorien pro Quadratzentimeter und Minute. Dieser Wert, der abgeleitet ist aus der Zunahme der Intensität der Sonnenstrahlung mit der Abnahme der Dicke der durchsetzten Luftschicht zwischen 7.12 *cm* und 49.9 *cm* Druck berücksichtigt nicht die Strahlen, die bereits vollständig absorbiert waren, bevor sie zur obersten Station gelangten. Unter diesen schon früher absorbierten Strahlen spielen diejenigen eine grosse Rolle, die in das Absorptionsgebiet der Kohlensäure fallen und nach den Untersuchungen von Angström und Paschen besonders die langwelligen, infraroten Strahlen betreffen, die selbst unter Atmosphärendruck in einer Schicht von 7 *cm* Druck vollständig absorbiert werden. Das Problem der Messung der Sonnenkonstante an der Grenze der Atmosphäre bedarf somit noch eingehender quantitativer Untersuchungen der von der Kohlensäure absorbierten Strahlen.

14. Lufttemperatur.

Die Temperatur auf dem Obir- und dem Sonnblickgipfel wurde von Prof. Hann untersucht.[1] Die 45jährigen Temperatur-

[1]) Wiener Akad. Anzeiger 1898. 13.

mittel (1851—1895) und die mittlern Jahresextreme der elfjährigen Periode 1887—1897 sind:

Obirgipfel . .	46° 30′ N	2140 *m*,	Januar — 7.4,	Juli 8.3,	Januar —0.2
Sonnblickgipfel	47° 3′	3106 *m*,	Februar —12.9,	Juli 1.2,	Januar —6.3

Die korrespondierenden mittlern Jahresextreme sind: Obirberghaus —21.1° und 20.9°, Sonnblick —31.1° und 9.9°.

Auf dem Sonnblick hält sich die Temperatur nur vom 1. Juli bis inkl. 31. August über dem Gefrierpunkte, also durch 62 Tage, auf dem Obirgipfel aber vom 2. Mai bis 20. Oktober, durch 172 Tage. Die mittlere Wärmeabnahme mit der Höhe in dem Niveau zwischen 2000 und 3000 *m* beträgt 0.6° pro 100 *m*; im Dezember 0.5°, im Juli und August nahe 0.7°; zwischen Klagenfurt (1700 *m* tiefer) und Obirgipfel ist aber der Temperaturunterschied im Winter kaum 2°, im Januar nur 6.6°, die Wärmeänderung mit der Höhe beträgt im Winter 0.1° pro 100 *m* im Sommer 0.65°.

Die Temperaturabnahme mit der Höhe in den niederösterreichischen Kalkalpen hat Dr. W. Trabert untersucht, und zwar speziell im Gebiete von Schneeberg und Raxalpe, wo sich ziemlich viele meteorologische Stationen in verschiedenen Höhenlagen finden[1]. Es ergab sich zunächst, dass zwischen den Stationen der Luv- und Leeseite ein beträchtlicher Gegensatz besteht. Die vom Verf. gefundene vertikale Temperaturverteilung wird, wie er betont, weder als eine normale für Gebirgsstationen, noch als ein Bild der Temperaturverteilung in der freien Atmosphäre anzusehen sein, indessen bietet sie doch Material zu einigen allgemeinen Resultaten. So zeigt sich übereinstimmend auf der Luv- und Leeseite im allgemeinen eine umso langsamere Temperaturabnahme, je höher man steigt. »In der untersten Höhenstufe zeigt sich im Hochsommer eine sehr rasche, im Winter eine sehr langsame Temperaturabnahme, und je höher man steigt, um so weiter rückt einerseits das Maximum gegen das Frühjahr zurück und anderseits das Minimum des Winters gegen den Herbst hin. Im August wird dementsprechend die Temperaturabnahme, je höher man steigt, sehr rasch eine langsamere, während umgekehrt im April und Mai die Temperaturabnahme mit wachsender Höhe eine raschere wird. Selbstverständlich müssen zwei zwischenliegende Monate, einerseits der Juni und anderseits der Januar (überhaupt der Winter) eine sehr gleichförmige Temperaturabnahme in den verschiedenen Höhenstufen aufweisen.

Diese Erscheinungen zeigen nicht bloss Luv- und Leeseite, sowie die verschiedenen Höhenstufen ganz gleichförmig, sondern sie erscheinen auch nach den bedingenden Ursachen als etwas Selbstverständliches. Es sind offenbar zwei Erscheinungen, durch welche die Verschiedenheiten in den einzelnen Höhen bedingt werden:

[1] Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 249.

einmal der Umstand, dass die jährliche Temperaturamplitude zuerst rasch und dann mit wachsender Höhe immer langsamer abnimmt, und dann der Umstand, dass die Erwärmung im Frühjahre und die Abkühlung im Herbste in der Niederung viel rascher erfolgt als in der Höhe. Der erstere Umstand erklärt die langsamere Temperaturabnahme mit wachsender Höhe und den jährlichen Gang, wie ihn die tiefern Höhenstufen zeigen. Der zweite Umstand erklärt das Zurückweichen des Maximums und Minimums, je höher man steigt, und die dadurch bedingte Vergrösserung der Temperaturabnahme mit wachsender Höhe im Frühjahre.«

Wegen weiterer Details muss auf die Originalabhandlung verwiesen werden.

Die Temperaturverhältnisse in verschiedenen Höhen sind von S. P. Fergusson und H. Helm Clayton auf dem Blue Hill-Observatorium in Nordamerika durch Beobachtungen mit Hilfe aufsteigender Drachen untersucht worden[1]). Die gleichzeitigen Beobachtungen geschahen auf Blue Hill (192 *m* Seehöhe) und an einer 2.8 *km* nordwestlich liegenden Thalstation (15 *m* Seehöhe). Die Versuche mit den aufsteigenden Drachen, welche Thermometer trugen, die so aufgehängt waren, dass die Luft frei hindurchstreichen konnte, fanden nur nachmittags statt. Indessen zeigten genauere Vergleiche, dass das Verhältnis der Temperaturschwankung zwischen der Thalstation und Blue Hill nachmittags dasselbe ist wie für den ganzen Tag. Deshalb wurde angenommen, dass dies auch in grösserer Höhe der Fall ist. Die folgende Tabelle giebt unter dieser Voraussetzung die tägliche Temperaturamplitude:

Beobachtungsstation	Höhe	Tägl. Amplitude beob.	Tägl. Amplitude ausgeglichen
Thal	0 *m*	11.6° C.	11.6
Basis Blue Hill . . .	49	9.9	9.9
Gipfel Blue Hill . . .	180	9.3	8.9
Eiffelturm	300	5.6	5.0
Drachen	500	2.4	2.4
Drachen	1000	0.2	0.2

Für die vertikale Temperaturverteilung unterscheiden die Verff. sechs Typen, die R. Süring, wie folgt, kurz charakterisiert:

1. Heiteres Wetter, gleichmässige Temperaturabnahme von nahezu 1° auf 100 *m*; nachts unter 100 *m* langsamere Abnahme oder Zunahme. Dieser Typus kommt in ausgesprochen antizyklonalen und zyklonalen Gebieten nicht vor. 2. Sommertypus mit Kumulusbildung. Er findet sich im E und SE von Cyklonen. Temperaturabnahme adiabatisch bis zur untern Wolkengrenze, in der Wolke und darüber sehr langsame Abnahme. Nachts hat die Kurve der vertikalen Temperaturverteilung denselben Verlauf wie in Typus 1. 3. Tempera-

[1]) Annals Astr. Obs. Harvard College **42**. Part 1. Cambridge 1897.

turumkehr bei trübem Wetter (wahrscheinlich der zu 2. gehörende Wintertypus) kommt auch nur im SE von Cyklonen vor. Rasche Zunahme der Temperatur bis zu einer Höhe zwischen 100 und 400 *m*, dann Abnahme, etwas langsamer als für adiabatische Zustände. Die Form der Kurve ist von der Tageszeit unabhängig. 4. Warme Luftströmung über der kalten Bodenschicht (Wärmewelle) tritt auf im W und N einer Antizyklone. Temperaturabnahme in adiabatischem Verhältnisse bis zu einer Höhe von mehrern hundert Metern, dann plötzliche Zunahme in den nächsten 100—200 *m* (am 2. Januar 1897 15° C. innerhalb 200 *m*), darüber langsame Abnahme. Wolkenbildung tritt keineswegs immer in der Grenzschicht beider Luftströmungen ein, sondern ebenso häufig darunter oder darüber. 5. Kältewelle oder Gewittertypus im SE einer Antizyklone. Unter 300 *m* Temperaturabnahme rascher als 1° auf 100 *m*, darüber adiabatisch; auch nachts starke Abnahme. 6. Zentrum eines Maximums; annähernd konstante Temperatur über 400 *m*, darunter tagsüber langsame Abnahme nach oben, nachts schwache Zunahme.

Die allgemeinen Züge der vertikalen Temperaturverteilung sind hiernach: Im Südosten der Antizyklone raschere Temperaturabnahme als selbst in irgend einem Teile der Zyklone, dagegen im Nordwesten zwischen 300 und 1000 *m* höhere Temperaturen als am Erdboden. Im Südosten einer Zyklone nimmt die Temperatur bis zu 300 *m* im Sommer ab, im Winter zu, darüber nimmt sie ungefähr im adiabatischen Verhältnisse ab.

Die Lufttemperatur über verschiedenen Bodenarten ist von J. Jaubert studiert worden[1]). Es wurden zu diesem Zwecke im Park des Observatoriums von Montsouris kleine Flächen von 4 *qm* Areal mit verschiedenen Bodenarten bedeckt und 3 *cm* über denselben Thermometer frei aufgehängt. Die Beobachtungen umfassen ein ganzes Jahr (1896 Mai 1 bis 1897 April 30). Sie ergaben als Resultat, dass die Lufttemperatur höher ist über Holzpflaster und bituminösem Boden als über Rasen; über Steinboden ist in allen Jahreszeiten die Temperaturschwankung geringer.

15. Luftdruck.

Die tägliche Schwankung des Luftdruckes ist Gegenstand weiterer Untersuchungen von Prof. Hann gewesen, die sich auf die ganztägige regelmässige Schwankung beziehen. Diese erfährt die meisten lokalen und zeitlichen Störungen, weil alle meteorologischen Vorgänge eine ganztägige Periode haben und zumeist von entsprechenden Druckschwankungen begleitet sind. Für die Grundlagen einer Theorie der täglichen Luftdruckschwankung wäre es aber von grossem Werte, die Verhältnisse der normalen ganztägigen Barometerschwankung

[1]) Compt. rend. **124.** p. 1405.

feststellen zu können, wie selbige überall ungestört in die Erscheinung treten würde, wenn die ganze Erde gleichmässig mit Wasser bedeckt wäre oder eine gleichmässig ebene, trockene Oberfläche besässe. Nur auf kleinen, flachen, ozeanischen Inseln und über dem offenen Ozeane sind diese Verhältnisse angenähert vorhanden. Stündliche Luftdruckbeobachtungen auf offener See und auf solchen Inseln können uns daher allein die Kenntnis der normalen ganztägigen Barometerschwankungen vermitteln.

Auf Hann's Veranlassung hin sind auf österreichischen Kriegsschiffen Beobachtungen des täglichen Barometerganges auf offener See angestellt worden, über deren Bearbeitung durch ihn er berichtete[1]). Diesem Berichte schickt Prof. Hann eine lichtvolle Erörterung über die Ursache der täglichen Barometerschwankungen vorauf, die den jetzigen Standpunkt der Theorie derselben darstellen. »Die von unperiodischen Einflüssen befreite tägliche Barometerschwankung wird fast vollkommen dargestellt durch die Übereinanderlagerung zweier Druckwellen, von denen die eine den ganzen Tag zur Periode hat, die andere den halben. Die ganztägige Welle tritt an heitern Tagen viel stärker auf als an trüben, sie hat eine kleine Amplitude über dem Meere, dagegen eine sehr grosse über stark erwärmten Landflächen und in Gebirgsthälern, und erweist sich so als eine Wirkung der täglichen Wärmeschwankung. Die halbtägige Welle dagegen tritt aller Orten mit einer bei allen andern meteorologischen Erscheinungen unbekannten Regelmässigkeit auf, sie ist an Orten gleicher Breite von sehr nahe gleicher Amplitude und Phasenzeit, die letztere ist (mit Beziehung auf Ortszeit) bis in hohe Breiten hinauf nahezu konstant, während die Amplituden sehr gesetzmässig sich vom Äquator polwärts vermindern. Bei dieser Druckschwankung ist der Zusammenhang mit dem täglichen Wärmegange dunkel. Nun ist aber merkwürdigerweise gerade die doppelte tägliche Druckschwankung die Haupterscheinung, sie tritt mit den grössten Amplituden auf und ist über den äquatorialen Ozeanen beinahe allein vorhanden. Wenn man die tägliche Wärmeschwankung in gleicher Weise analytisch behandelt wie die tägliche Barometerschwankung, so erhält man zwar auch eine Temperaturwelle, die im Laufe des Tages zweimal abläuft, aber deren Amplitude ist sehr klein (meist nur $^1/_5$ bis $^1/_8$) gegenüber der Amplitude der ganztägigen Wärmewelle.«

Wie Prof. Hann des nähern zeigt, ist die Amplitude der halbtägigen Barometerschwankung bis über 48^0 Breite hinaus grösser als die der ganztägigen Druckschwankung; über den äquatorialen Ozeanen ist sie fast dreimal so gross. Die Amplitude des halbtägigen Anteiles der täglichen Wärmeschwankung ist dagegen bloss $^1/_8$ bis $^1/_4$ der Amplitude der ganztägigen Temperaturwelle. Er zeigt ferner, dass das Maximum der ganztägigen Barometerschwankung

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 362.

in den Tropen über den Ozeanen wie über dem Festlande fast ausnahmslos um 6^h vormittags, das Minimum um 6^h nachmittags eintritt. Über den Ozeanen in etwas höhern Breiten und an Küsten, sowie auf Inseln fällt das Maximum später auf den Vormittag, nähert sich also beträchtlich dem täglichen Wärmemaximum (bis auf 2 — 4 Stunden).

Die Flutzeit der halbtägigen Barometerschwankung ist auf der ganzen Erde sehr konstant. »Das wichtigste Ergebnis, das man aus der Zusammenstellung ableiten kann, besteht aber darin, dass sehr kleine tägliche Temperaturschwankungen auf den tropischen Ozeanen mit sehr grossen täglichen Barometerschwankungen zusammentreffen. Die tägliche Wärmeschwankung über den Ozeanen ist sicherlich noch erheblich kleiner, als sie die Beobachtungen ergeben, weil diese durch die Erwärmung des Schiffskörpers stark beeinflusst sind, vermutlich überschreitet die wahre (halbe) Amplitude auf offener See nicht $^1/_2{}^0$. Indem Thomson auf das hier aufgewiesene Missverhältnis in der Grösse der ganz- und halbtägigen Temperaturschwankung gegenüber den entsprechenden Amplituden der Druckschwankung aufmerksam macht, spricht er zur Beseitigung des daraus sich ergebenden Widerspruches mit der thermischen Entstehung der täglichen Barometerschwankung folgende Ansicht aus: Man muss die Atmosphäre als Ganzes betrachten und die Schwingungen mit Hilfe jener Formeln untersuchen, welche Laplace in der »Mécanique céleste« für den Ozean entwickelt hat, und welche, wie er zeigt, auch auf die Atmosphäre anwendbar sind. Wenn man bei der Berechnung der fluterzeugenden Kraft den Temperatureinfluss statt der Anziehung einführt und die dem ganztägigen und halbtägigen Gliede der Temperaturkurve entsprechende Oszillationen verfolgt, wird man vermutlich finden, dass im ersten Falle die Periode der freien Schwingungen in der Atmosphäre viel weniger nahe bei 24 Stunden liegt, als im andern Falle bei 12 Stunden, dass darum mit verhältnismässig kleinem Betrage der fluterzeugenden Kraft die Druckschwankung im halbtägigen Gliede grösser wird als im ganztägigen.«

Auf diese Anregung hin hat Dr. W. Margules unter vereinfachenden Annahmen die Schwingungen in der Erdatmosphäre, welche durch deren periodische Erwärmung entstehen können, berechnet[1]). Aus diesen Rechnungen folgt, dass, angenommen in einer hohen Schicht der Atmosphäre finde ein regelmässiger täglicher Temperaturgang statt, der sich als eine Summe westwärts wandernder Wellen mit Perioden von 24, 12 . . . Stunden darstellen lässt, die ganztägige Druckwelle am Boden gering ausfällt, die halbtägige Druckwelle aber eine im Verhältnisse zur entsprechenden Temperaturschwankung grosse Amplitude hat. Würde man den Temperaturgang in den obern hohen Schichten kennen, so würden die von

[1]) Sitzungsber. der Wiener Akademie. März 1890; April 1892; Januar 1893 und Dezember 1893.

Margules aufgestellten Gleichungen zu einer ziemlich vollständigen Lösung des Problemes der täglichen Barometerschwankung ausreichen.

Man hat den Einwurf erhoben, dass der tägliche Wärmegang in Wirklichkeit keine doppelte tägliche Schwankung hat, daher auch nicht Ursache der doppelten täglichen Barometerschwankung sein kann. Prof. Hann weist dies mit folgenden Worten zurück: »Wenn eine abgegrenzte Flüssigkeitsmasse in einfache pendelartige Schwingungen versetzt wird, so hängen die Amplituden derselben von den gegebenen Verhältnissen der Flüssigkeits- oder Gasmasse ab (Dimensionen, Temperatur). Ist der Impuls ein einmaliger kräftiger, wie bei der Entstehung der »Seichen« in den Seen, so ist es ganz gleichgültig, wie er selbst abläuft, die Wassermasse nimmt stets dieselbe pendelnde Bewegungsform an, in welcher sie vermöge ihrer Dimensionen (Länge, Tiefe des Beckens) schwingen kann.

Ist der Impuls ein periodisch wiederkehrender, dann werden in der Flüssigkeitsmasse Schwingungen von der gleichen Periode erzwungen, auch wenn sie mit keiner der Schwingungsarten zusammenfällt, welche den freien Wellen zugehören. Das gilt, wenn der Impuls eine einfache Sinuswelle darstellt. In andern Fällen ist folgendes zu beachten: Fourier hat mathematisch nachgewiesen, dass jede beliebige periodische Schwingungsform (oder Welle beliebiger Gestalt) immer aus einer Summe von einfachen pendelartigen Schwingungen (Wellen) zusammengesetzt werden kann, deren Schwingungszahlen ein-, zwei-, dreimal so gross sind als die Schwingungszahl (Periodenlänge) der gegebenen Bewegungsform, und zwar nur in einer einzigen Weise. Indem jeder periodisch wiederkehrende Impuls von beliebiger Form sich durch die Fourier'sche harmonische Analyse in Pendelschwingungen auflösen lässt, so bewirkt jede Teilwelle eine erzwungene Schwingung derselben Periode in der Flüssigkeitsmasse. Die Amplituden der erzwungenen Wellen stehen aber nicht in dem gleichen Verhältnisse zu einander wie diejenigen der erregenden Wellen. Wenn die Periode einer erregenden Teilwelle zufällig sehr nahe gleich ist der Periode einer freien Schwingung der Flüssigkeitsmasse, so wird die zugehörige erzwungene Schwingung eine unverhältnismässig grosse Amplitude erlangen.

Dies findet auch Anwendung auf die stehenden Schwingungen unserer Atmosphäre, welche durch einen periodischen Impuls, d. i. durch die täglich in gleicher Weise wiederkehrenden Temperaturvariationen, angeregt werden. Wenn die atmosphärische Hülle unserer Erde nach ihren räumlichen und Temperaturverhältnissen am leichtesten in Schwingungen von halbtägiger Periode versetzt werden kann, so wird in der täglichen Wärmewelle als deren Erreger der Bestandteil mit halbtägiger Periode am wirksamsten sein; es kommt dabei gar nicht darauf an, ob diese halbtägige Temperaturwelle auch eine selbständige Ursache oder eine selbständige Existenz hat.«

Prof. Hann teilt weiter die Beobachtungsergebnisse aus seinen Untersuchungen über das Verhalten der ganztägigen, der halbtägigen

und (ganz kurz auch) der dritteltägigen Barometerschwankung mit, indem er dabei stets einen allgemeinen Überblick über die bisher erlangten Beobachtungsresultate überhaupt beifügt.

»Die ganztägige Barometerschwankung unterliegt den grössten örtlichen und zeitlichen Störungen, weil ja alle meteorologischen Erscheinungen der Hauptsache nach eine tägliche Periode haben und auf die tägliche Luftdruckschwankung Einfluss nehmen. Alle örtlichen Modifikationen der meteorologischen Vorgänge, sowie alle zeitlichen Änderungen der Witterung nehmen Einfluss auf die ganztägige Konstituente der täglichen Barometerschwankung. Dieselbe trägt deshalb auch die deutlichen Spuren aller örtlichen und zeitlichen Unregelmässigkeiten der meteorologischen Erscheinungen, weshalb benachbarte Orte grosse Verschiedenheiten sowohl in der Amplitude wie in der Phasenzeit der ganztägigen Barometerschwankung aufweisen können. Die jährliche Periode ihrer Amplituden wie ihrer Phasenzeiten ist oft recht unregelmässig und örtlich verschieden.

Den grössten Einfluss nehmen die periodischen täglichen Umlagerungen der Luftmassen, wie sie in den Land- und Seewinden und in den Gebirgswinden zu Tage treten. Desgleichen hat auch die Höhenlage eines Ortes einen grossen Einfluss auf die Amplitude und auf die Phasenzeit der ganztägigen Barometerschwankung, aber nicht die absolute Seehöhe, sondern die relative Höhe oder, genauer gesagt, die Mächtigkeit der unterliegenden Luftschichten, soweit selbe durch ihre periodischen täglichen Hebungen und Senkungen auf den Luftdruck des Ortes Einfluss nehmen. Es wird dadurch ausserordentlich schwer, den konstanten, mit der Breite und Jahreszeit regelmässig variierenden Teil der ganztägigen Barometerschwankung aus dem Resultate der Interferenzen desselben mit den lokalen ganztägigen Druckwellen herauszuschälen.

Nur über einem ganz gleichmässigen Teile der Erdoberfläche von sehr grosser Ausdehnung, wo keine Veranlassungen zu örtlichen Konvektionsströmungen vorhanden sind, dürfen wir erwarten, die »normale«, vielleicht könnte man sagen »terrestrische«, ganztägige Barometerschwankung beobachten zu können. Es hat ein besonderes Interesse, die Grösse und die Eigenschaften der ganztägigen Oszillation kennen zu lernen, soweit selbige ein Bestandteil der allgemeinen täglichen Oszillation der Atmosphäre ist.

Solche gleichmässige ausgedehnte Teile der Erdoberfläche, wo Interferenzen der normalen ganztägigen Oszillation mit lokalen täglichen Druckwellen am wenigsten zu besorgen sind, bieten wohl nur die weiten Flächen der Ozeane dar in grosser Entfernung vom Lande. Beobachtungen oder Registrierungen des Luftdruckes an Bord von Schiffen auf hoher See oder auf ganz kleinen, niedrigen, ozeanischen Inseln dürften daher die einzige Gelegenheit bieten, zur Kenntnis der Eigenschaften der terrestrischen ganztägigen Oszillation des Barometers zu gelangen.

Deshalb habe ich Anregung gegeben zu stündlichen Luftdruckaufzeichnungen an Bord der österreichischen Missionsschiffe, von denen auch ein Teil in dieser Abhandlung berechnet worden ist, sowie zu den Luftdruckregistrierungen auf der kleinen Koralleninsel Jaluit.

Die gleichfalls untersuchten Ergebnisse der Luftdruckregistrierungen auf der Felseninsel Pelagosa in Mitte der Adria, sowie jene auf Ponta Delgada u. s. w., desgleichen die Ergebnisse der Registrierungen auf Pikes Peak und auf dem Montblanc lehren uns dagegen die gestörten Verhältnisse der ganztägigen Barometerschwankung kennen.

Die Beobachtungen, aus denen die Rechnungsergebnisse abgeleitet wurden, sind noch ungenügend zu einigermassen sichern Schlüssen. Soweit sie aber übereinstimmen, gestatten sie folgendes auszusprechen:

Auf offener See hat in der Nähe des Äquators die ganztägige Barometerschwankung eine Phasenzeit, bei der die Flutzeit fällt auf $5^h\ 40^m$ vormittags, die Amplitude der ganztägigen Schwankung etwas unterhalb 0.3 *mm* liegt.

Dass dies die Verhältnisse der terrestrischen ganztägigen Barometerschwankung sind, zeigen auch die einjährigen Luftdruckregistrierungen auf der kleinen Koralleninsel Jaluit unter $5^0 55'$ nördl. Br. Die Amplitude ist hier etwas grösser, die Phasenzeit verfrüht, die Flut (das Barometermaximum) tritt schon um $4^h\ 30^m$ vormittags ein.

Ich glaube daher, dass man nach den jetzt vorliegenden Beobachtungen sagen kann, die terrestrische ganztägige Barometerschwankung hat unter dem Äquator die Amplitude 0.3 *mm* (d. i. rund ein Drittel der Amplitude der halbtägigen Barometerschwankung), und das Maximum tritt ein um $5^h\ 30^m$ vormittags.

Mit zunehmender Breite verspätet sich die Phasenzeit immer mehr, so dass zwischen 23^0 und 34^0 Breite die Flutzeit $8^h\ 40^m$ wird.«

»Die Amplituden der ganztägigen Barometerschwankung auf dem Ozeane werden schon in mittlern Breiten recht klein und dürften daselbst kaum über 0.15 *mm* betragen. Das in der Abhandlung verarbeitete Beobachtungsmaterial genügt aber nicht, um die Abnahme der Amplitude mit der Breite genauer beurteilen zu können.

Die durch die tägliche Umlagerung von Luftmassen vom Lande zur See und umgekehrt gestörte ganztägige Barometerschwankung in Binnenmeeren hat eine grössere Amplitude und verspätete Phasenzeiten. Auch die halbtägige Barometerschwankung ist derart gestört, wie wir später noch sehen werden.

Das interessanteste Ergebnis der ganzjährigen Luftdruckregistrierungen auf Jaluit ist folgendes:

Sowohl die Phasenzeiten, wie die Amplitude der ganztägigen Barometerschwankung haben dieselbe jährliche Periode, wie die entsprechenden Elemente der doppelten täglichen Oszillation.

Die terrestrische ganztägige Barometerschwankung hat also die gleiche jährliche Periode wie halbtägige Oszillation. Es wäre sehr wünschenswert, dass dieses wichtige Resultat durch Luftdruck-

registrierungen auf einer andern kleinen, niedrigen Insel in der Nähe des Äquators kontrolliert würde.«

Prof. Hann verbreitet sich nun weiter über die charakteristischen Störungen der terrestrischen ganztägigen Barometerschwankung auf Grund seiner Untersuchungen. Hier sei nur erwähnt, dass die ganztägige Barometerschwankung auf den Berghöhen und Berggipfeln (ausgedehnte Plateauerhebungen verhalten sich wie die ebenen Niederungen) entsteht durch die Interferenz der ganztägigen Druckschwankung, wie wir sie an der Erdoberfläche (resp. an einem Orte auf ausgedehntern Niederungen am Fusse eines Gehänges oder einer Gipfelstation) beobachten, mit jener Druckwelle, welche durch die periodische tägliche Temperaturvariation in der unterliegenden Luftschicht entsteht.

Die halbtägige Barometerschwankung, »die doppelte tägliche Druckwelle, wie sie mit fast symmetrischen Wellenzügen in den Aufzeichnungen kontinuierlich registrierender Barometer an den äquatornahen Stationen Tag für Tag zur unmittelbaren Anschauung kommt, in mittlern und höhern Breiten aber in der unmittelbaren Erscheinung örtlich fast nicht mehr zu erkennen ist, ja ganz unterdrückt erscheinen kann, unterliegt ganz einfachen Gesetzen, wird in Amplitude und Phasenzeit von der Witterung nicht beeinflusst und erinnert durch die Konstanz dieser Elemente unter gleicher Breite und durch ihre gesetzmässige Variation nach Jahreszeit und geographischer Breite an das Verhalten kosmischer Phänomene. Die Grösse der Amplitude der halbtägigen Barometerschwankung nimmt, wie es scheint, mit zunehmender geographischer Breite nach ähnlichen Gesetzen ab, wie theoretisch die Gravitationsflut der Ozeane.«

»Sehr bemerkenswert,« fährt Prof. Hann fort, »ist der jährliche Gang der Grösse der Amplitude der halbtägigen Oszillation. Derselbe ist von den irdischen Jahreszeiten unabhängig, indem er in beiden Hemisphären der gleiche ist. Die Hauptmaxima treten zu den Äquinoktien ein, das Hauptminimum im Juni und Juli, ein zweites, viel kleineres Minimum fällt auf Dezember und Januar.

Auf beiden Hemisphären ist die Amplitude der halbtägigen Barometeroszillation zur Zeit des Periheliums der Erde grösser als zur Zeit des Apheliums, während des letztern tritt das absolute Minimum derselben ein. Das ist ein kosmischer Charakterzug der doppelten täglichen Barometerschwankung.

Dass die doppelte tägliche Barometerschwankung bis gegen 50^{0} Breite hinauf dann ihren grössten Betrag erreicht, wenn die Sonne am Äquator steht, nicht aber wenn sie im Zenithe des Ortes oder dem Zenithe am nächsten steht, ist ein wichtiger Fingerzeig für den Entstehungsort der doppelten Druckwelle und für die Ursache derselben.«

Die Epoche der ersten Flut der doppelten täglichen Oszillation ist 9^{h} 50^{m} vormittags, sie scheint sich in höhern Breiten aber zu verspäten, in 50^{0} nördl. Br. etwa eine Viertelstunde; auch kommen

manche örtliche und systematische Abweichungen vor, die noch nicht näher untersucht sind.

Werden die täglichen Barometerschwankungen auf drei gesonderte Oszillationen zurückgeführt, so findet man, dass die dritte Oszillation nur eine kleine Amplitude hat, deren Grösse im Jahresmittel zwischen 0.02 *mm* und 0.05 *mm* liegt. »Die bemerkenswerteste Erscheinung der dreimaligen täglichen Oszillation des Barometers (mit der Periodendauer von acht Stunden) ist aber die ausgeprägte und überall ganz gleichmässige jährliche Periode der Amplitude und der Phasenzeit, was bei dem geringen Betrage dieser Konstituente besonders auffallend ist. Die Erklärung liegt wohl darin, dass es fast keine meteorologischen Erscheinungen giebt, die eine merkliche achtstündige Periode haben, weshalb die achtstündige Barometerschwankung trotz ihrer kleinen Amplitude fast ungestört bleibt. Die Maxima im Betrage der Amplitude fallen in beiden Hemisphären auf Winter (Hauptmaximum) und Sommer, die Minima auf die Äquinoktien. Cole macht darauf aufmerksam, dass die Phasenzeit sich an allen Orten zur Zeit der Äquinoktien gerade umkehrt, dadurch erklären sich also wohl auch die Minima der Amplitude zu dieser Zeit.

Die dritte harmonische Konstituente der täglichen Barometerschwankung ist durch ihren überaus konstanten Charakter ein sehr beachtenswerter Bestandteil der täglichen Barometerschwankung.«

16. Wolken.

Die Bildung einer Kumuluswolke über einem Feuer hat R. de Ward auf der astronomischen Station bei Arequipa beobachtet[1]). Hinter dem westlichen Gehänge des Charchaniberges, etwa 15 englische Meilen entfernt, stieg eine Rauchsäule in die Höhe von einem beträchtlichen Reisigfeuer in wahrscheinlicher Höhe von etwa 14000 Fuss über dem Meeresspiegel. Während der Beobachter den Rauch betrachtete, bemerkte er die Bildung einer kleinen Kumuluswolke direkt über demselben zwischen 3000 — 4000 Fuss über ihm, während der Himmel fast klar und der Wind zur Zeit nahezu ruhig war. Die Wolke verschwand bald, und es folgte eine andere, welche wiederum in fünf Minuten verschwand. Acht deutliche, kleine Wölkchen bildeten sich und lösten sich auf in Zeit einer halben Stunde, nach deren Ablauf der Rauch gleichfalls verschwunden war. Obwohl die Rauchsäule klein war, waren die Bedingungen für die Wolkenbildung offenbar günstig. Kumuluswolken über Feuern sind übrigens schon früher beschrieben worden.

Irisierende Wolken. K. Schips hat in den Jahren 1895 und 1896 an 56 Tagen Beobachtungen über irisierende Wolken

---

[1]) Nature 1898. 58. p. 328.

angestellt und teilt die Ergebnisse derselben mit[1]). Er unterscheidet folgende Gruppen derselben:

1. Irisierende Wolken als Ringe um die Sonne.
2. Farbige Flecken auf Wolken.
3. Farbige Streifen auf Wolken in grösserer Entfernung von der Sonne.
4. Formen bei scheinbar in Auflösung begriffenen Kumuluswolken.
5. Deutliche Erscheinungen, aber mit schlechtem Farbenspiele als Höfe um den Mond.

Die irisierenden Wolken zeigen sich weit häufiger um Mittag als morgens und abends, meist in Entfernungen von 5° bis 8° von der Sonne. Sie treten nach den Erfahrungen von Schips meist als Vorboten von Temperatursteigerungen auf, auch unter Umständen als solche von Gewittern.

Über die Einwirkung von Flussläufen auf eine darüber befindliche Wolkendecke hat Dr. F. Erk auf mehrern Ballonfahrten interessante Wahrnehmungen gemacht[2]). Zuerst, am 31. Oktober 1896, sah er, als der Ballon über einer Wolkendecke dahinzog, auf dieser den Lauf des kleinen Flüsschens Glonn mit allen Windungen, welche die Karte angab, deutlich als leichtes Thal abgezeichnet, ebenso und in entsprechendem Masse verstärkt das Lechthal, dessen Steilränder an jener Stelle etwa 50 *m* hoch sind, in der Wolkendeke abgebildet. Bei einer Fahrt am 14. November des nämlichen Jahres schwebte der Ballon im Sonnenscheine über einem endlosen dichten Nebelmeere. Der Beobachter sah darin den Austritt des Inn aus den Bergen bei Kufstein so scharf markiert, und ebenso weiter ostwärts die Salzach, dass er das wohlbekannte Bild des Flusslaufes gar nicht mit der Karte zu vergleichen brauchte, um allem Zweifel enthoben zu sein.

»Bei diesen beiden Fahrten,« sagt Dr. Erk, »hat sich also in unzweideutiger Weise der Lauf von Flussthälern in einer Wolkendecke abgebildet, die sich weit über das Gelände hinspannte, und was mir wichtig zu sein scheint, in ihrer untern Fortsetzung nicht unmittelbar auf den Boden auflag, sondern einen merklichen Abstand von demselben hatte. Bei militärischen Dienstfahrten, welche im Laufe des folgenden Winters von München aus stattfanden, wurde diese Erscheinung auch wieder bemerkt. Bei der Fahrt am 27. Juli 1897 glaube ich gleichfalls diese Erscheinung am Inn bei Gars bemerkt zu haben. Bei dieser Fahrt hat jedoch der Ballon auf seiner Fahrt so unregelmässige Kurven beschrieben, dass ich hier nicht ganz sicher bin, und ich will daher diese Beobachtung nicht zu unserer jetzigen Betrachtung ziehen.

Wir dürfen rund annehmen, dass die Nebeldecke von 700 *m* bis zu 520 *m* herabreichte, also eine Mächtigkeit von ca. 180 *m* und einen Abstand vom Boden von etwa 35 *m* hatte. Diese Grössen dürften wohl auch für

[1]) Zeitschr. d. Vereins f. vaterländische Naturkunde in Württemberg 1897. p. 87.

[2]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 216 ff.

jene Stellen gelten, wo wir die Glonn und später die Ecknach und Paar in der Wolkendecke abgebildet gesehen hatten.

Am 14. November trafen wir, aufwärts steigend, die untere Wolkengrenze in einer Höhe von ca. 460 *m* über Boden, und hatte die Wolkendecke eine Mächtigkeit von ca. 200 *m*. Wenn wir uns gestatten, diese Zahlen mit Annäherung auf die Stelle zu übertragen, wo wir den Inn in den Wolken abgebildet sahen, so reichte also dort die Einwirkung des Flusslaufes mindestens bis zu einer Höhe von rund 600—700 *m* hinauf. Beim Abstiege trafen wir die Wolkengrenze in ähnlicher Höhe, aber wir hatten dort keine Beobachtung gemacht, welche uns eine ähnliche Erscheinung gezeigt hätte. Dies erklärt sich einfach dadurch, dass wir, wie in der Schilderung hervorgehoben wird, schliesslich verhältnismässig nahe über dem Nebel hintrieben, also uns nicht in einer Stellung befanden, die uns einen freien Überblick über die weitgespannte Nebeldecke gestattet hätte. Eine bedeutende Erhebung über die Nebeldecke und günstige Beleuchtung dürften wohl überhaupt notwendig sein, um dies Phänomen deutlich sehen zu können.

Es fragt sich nun, wie man sich wohl das Zustandekommen dieser Erscheinung zu erklären vermag. Auf einen direkten Temperatureinfluss des Gewässers möchte ich das Phänomen nicht zurückführen.

Die Unterschiede zwischen der Flusstemperatur und der Lufttemperatur dürften wohl kaum direkt bis in die Höhe eingewirkt haben, in welcher wir an der Wolkenoberfläche die Erscheinung bemerkten. Wohl aber dürfte eine indirekte Einwirkung stattfinden. Das fliessende Wasser veranlasst in der darüber befindlichen Luft eine Strömung, welche sich im gleichen Sinne bewegt, wie das Gewässer. Diese Strömung wird sich in Form von Wirbelfäden bis in grosse Höhen hinauf geltend machen können, wenn im allgemeinen am Boden nur schwache Luftströmung herrscht, was an diesen Tagen auch der Fall war. Es wird in solchen Fällen eine leichte Luftdrift zwischen gewissermassen ruhigen Ufern, dem unten fliessenden Gewässer gleichgerichtet, dahinziehen. In dieser Auffassung bestärken mich mehrere frühere Beobachtungen. So habe ich in den graphischen Darstellungen der zahlreichen dienstlichen Fahrten der königlichen Luftschifferabteilung, welche mir in entgegenkommendster Weise zur Verfügung gestellt waren, des öftern bemerkt, dass bei der Annäherung an einen Flusslauf sich die Zugsgeschwindigkeit des Ballons erhöhte. Dies würde also darauf hinweisen, dass von der relativ ruhigen Luft über dem Ufergelände die Randteile wirbelförmig in die über dem Stromlaufe bestehende Luftströmung hineingezogen würden. In der That giebt Hauptmann Rosenberger in der Schilderung der Fahrt vom 10. Mai 1895, welche ich an anderer Stelle eingehender untersucht habe, an, dass der Ballon, der sich langsam der Isar näherte, über derselben eine vollkommene Schleife beschrieb. Eine ähnliche Schleifenbildung ist in der Fahrtkurve des Ballons »Herder« vom 10. Juli 1889 an jener Stelle angegeben, an welcher der Ballon den Inn bei Wasserburg übersetzte. In welch grosse Höhen hinauf ein Flusslauf die Luftströmung in Form einer leichten Drift beeinflussen kann, zeigt in charakteristischer Weise die freie Fahrt, welche Se. königl. Hoheit Prinz Rupprecht von Bayern am 18. Juni 1895 ausführte. Der Ballon trieb an diesem Tage von Oberwiesenfeld langsam bis zur Isar. Von dem Augenblicke an, wo er das Flussthal erreicht hatte, folgte er jeder Windung der Isar, obwohl der Ballonführer, Hauptmann Brug, durch Ballastausgabe ein Emporsteigen bis zu einer Seehöhe von ca. 2500 *m* erzielte.

Als ich meine beiden Fahrten machte, habe ich begreiflicherweise mir nicht sofort die Konsequenzen der beobachteten Erscheinung in allen Einzelheiten zurecht gelegt. Es wäre von grossem Interesse gewesen, zu beobachten, ob sich in der Abbildung des Flusslaufes in der Wolkendecke wirklich eine Bewegung erkennen lässt, welche mit dem darunter befind-

lichen Gewässer gleichgerichtet ist. Die Beobachtung wird nicht ganz leicht sein, denn ich habe bei diesen Fahrten sowohl, als auch bei andern Gelegenheiten bemerkt, dass, wenn auch die Nebeldecke, von grosser Höhe aus gesehen, scheinbar ruhig ist, an ihrer Oberfläche doch eine fortwährende Bewegung herrscht, und eine starke Verdunstung an derselben vor sich geht.«

Ein merkwürdiger Nebel wurde im Juli 1896 an elf nacheinanderfolgenden Tagen in einem grossen Teile Sibiriens beobachtet[1]), nämlich zu Omsk, Tobolsk, Krasnojarsk, Turuschansk am Baikalsee und den Ufern der Angara, auf einer Erstreckung von 7000 *km*. Der Nebel war dicht, wie Rauch einer Feuersbrunst, und hatte einen entsprechend scharfen Geruch. Die Sonne erschien als rote Scheibe. Von Waldbränden oder dergleichen, welche diesen Nebel verursacht haben könnten, wurde nichts bemerkt, so dass die Vermutung auftauchte, es handle sich um eine kosmische Wolke.

17. Niederschläge.

Die Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre ist Gegenstand eingehender Studien von G. Melander gewesen[2]). Derselbe teilt nach einer Darstellung der frühern Untersuchungen, besonders von Aitken, seine eigenen Messungen mit über die Bestimmung des Staubgehaltes der Atmosphäre, die er mit Hilfe des Aitken'schen Staubzählers in grosser Zahl an verschiedenen Gegenden der Erdoberfläche vorgenommen hat. Sie ergänzen in hohem Masse die zahlreichen Aitken'schen Reihen, wegen der Mannigfaltigkeit der Örtlichkeiten und der wechselnden atmosphärischen Bedingungen, unter denen die Beobachtungen erhoben worden sind. Die besten und vollständigsten Reihen wurden gewonnen: auf dem grossen und kleinen Salève in Savoyen, in der Oase von Biskra an der Nordgrenze der Sahara, in dem Dorfe Torhola (Kirchspiel Hausjärvi in Finland), im Walde von Loïmola (Kirchspiel Suistamo, Ostfinland), in der Umgebung von Christiansund und endlich auf der kleinen, in deren Nähe gelegenen Insel Grip.

»Diese Beobachtungen umfassen nahe 300 Reihen mit ungefähr 3000 Luftuntersuchungen. Ausserdem hat Melander noch an zahlreichen andern Punkten Europas vereinzelte Beobachtungen ausgeführt. Das Ergebnis ist kurz folgendes:

1. Alle Beobachtungen (ausgenommen diejenigen auf Grip) scheinen darauf hinzuweisen, dass die Zahl der Staubpartikel mit der Trockenheit der Luft zunimmt. Die höchsten Zahlen sind gewöhnlich nachmittags beobachtet worden, d. h. zu der Tageszeit, wo wenigstens in Loïmola und Torhola nach den Anzeigen des registrieren-

[1]) Bull. société astr. de France 1898. p. 186.

[2]) Melander, Sur la condensation de la vapeur d'eau dans l'atmosphère. Helsingfors 1897. Eingehender Bericht darüber von J. Maurer in der Meteorol. Zeitschr. 1898. Litteraturbericht. p. (16), woraus oben der Text.

den Psychrometers, die geringste Feuchtigkeit der Luft vorhanden war. Wenn dieser tägliche Gang in der Zahl der Staubpartikel am Beobachtungsorte auf der Insel Grip nicht zu Tage trat, so erklärt sich das ohne Zweifel durch die Thatsache, dass auf einem Felseneilande mitten im Meere die Änderungen im Feuchtigkeitsgrade der umgebenden Luft ausserordentlich gering sind.

Der direkte Einfluss der Sonnenstrahlung auf die Staubpartikel scheint ebenfalls eine dominierende Rolle zu spielen; Melander hat oft beobachtet, dass voller Sonnenschein eine merkliche Vermehrung des Staubgehaltes hervorrief; sobald aber Kondensation unerwartet dazutritt, wurden die Staubpartikel weniger zahlreich.

2. Es folgt aus den Beobachtungen, dass an den Ufern ausgedehnter Wasserflächen die Zahl der Staubpartikel am grössten erscheint, wenn der Wind vom Lande weht, dagegen am geringsten, wenn er über die Wasserfläche streicht.

Bei genauerer Betrachtung gelangt man zu der Überzeugung, dass weder eine bestimmte Windrichtung, noch das Wehen des Windes aus einer bewohnten Gegend, sondern überhaupt die Trockenheit der Gegend, aus welcher der Luftstrom kommt, die Hauptursache der hohen Staubbeträge ist.

3. Die Zahl der Staubpartikel nimmt zu, sobald der Wind aus einem Zentrum hohen Druckes weht; hat er namentlich hohe Gebirge überstiegen, so erhält man ausserordentlich hohe Zahlen. Es ist diese Erscheinung, die Melander darthut, darauf zurückzuführen, dass die Menge der Staubteilchen in dem Masse zunimmt, wie die Feuchtigkeit der Luft abnimmt.

4. Je stärker der Wind ist, um so geringer ist die Zahl der Staubpartikel und umgekehrt; Rankin hat dieses zuerst von Aitken gefundene Resultat bestätigt.

Wenn man die Beobachtungen von Grip und Christiansund einerseits vergleicht mit denen von Torhola und anderseits mit denen von Loïmola, so konstatiert man eine erhebliche Differenz zwischen den erhaltenen Resultaten. Denn während im erstern Falle die Zahl der Staubteilchen zuzunehmen scheint, wenn die Stärke des Windes sich vermindert, erscheint jene Zahl der Staubpartikel dagegen bei den Landstationen Torhola und Loïmola unabhängig von der Intensität der Luftbewegung.

Es entspringt dieses verschiedene Verhalten offenbar aus den beeinflussenden örtlichen Lageverhältnissen der Beobachtungsstationen. Aus den Windbeobachtungen von Christiansund und Grip folgt, dass dort die Mehrzahl der starken Winde vom Meere kommt, während die schwächern Winde dagegen vom Lande wehen. Die Winde von der Seeseite führen nun grosse Mengen Wasserdampf mit sich, welcher nach und nach durch die »aktiven« (trocknen) Staubpartikel absorbiert wird. Die letztern treten also bei den Seewinden unter der Form von Wassertröpfchen auf, welche nicht in den Aitken'schen

Staubzähler eindringen und daher für die Bestimmung der Menge der vorhandenen Staubteilchen auch weiter nicht massgebend sind.

Wenn jedoch der Wind von der Landseite weht, bringt er trocknere Luftmassen herbei; die aktiven Staubteilchen sind dann grösstenteils von ihrer Feuchtigkeit entblösst, treten trocken in den Staubmessapparat ein und werden folglich gezählt.

Aus den Beobachtungen auf dem Salève liess sich, wegen der grossen Veränderlichkeit des Windes dort oben, in dieser Richtung kein bestimmter Schluss ziehen. Aus den Messungen zu Biskra ergiebt sich, dass die Menge der Staubpartikel mit der Stärke des Windes sich vermehrte; die starken Winde kommen eben hier aus der Wüste und führen eine trockne, mit Staub geladene Atmosphäre herbei. Auch in diesem Falle hängt die Vermehrung der Staubpartikel insbesondere mit der Lufttrockenheit zusammen, welche unter allen Umständen eine hervorragende Rolle spielt. Besonders in der Wüste, wo der Boden mit einer feinen Salzschicht bedeckt ist, die der Wind in die Höhe hebt, ist der Feuchtigkeitsgehalt der Luft von ausserordentlicher Bedeutung für die hier vorliegende Frage. In der trocknen Luft präsentieren sich die Salzkörner in der Form von trocknen Staubkörperchen; bei feuchter Luft dagegen sind sie aufgelöst in Tröpfchen, die nicht in den Staubzählapparat eindringen.

5. Die Verbrennungsprodukte in der Atmosphäre bilden einen Teil der Staubpartikel, welche die Kondensation des Wasserdampfes in ersterer herbeiführen.

Bereits die Versuche von Coulier und Aitken haben zur Evidenz nachgewiesen, dass ein glühender Platindraht, ja schon erhitztes Gas recht wirksame Stauberzeuger und demzufolge Nebelbildner sind; ferner auch brennender Schwefel, Tabaks- und anderer Rauch, auch Salze, die in der Luft fein verteilt sind. Nur so erklärt sich die Stärke und Hartnäckigkeit der Nebel in Städten und grossen Industriezentren mit den vielen rauch- und säureerzeugenden Feuerstätten.

Aus den Luftuntersuchungen zu Biskra, dann denjenigen auf der Insel Grip, in freier, klarer Luft, hatte sich das unzweideutige Resultat ergeben, dass namentlich an letzterer Station, gegenüber derjenigen im Moore zu Torhola, die Zahl der Staubkörperchen, in der mit Salzstaub stark versetzten Luft, ein beträchtlich höherer ist, daher die Anwesenheit des letztern in der freien Atmosphäre bei der Kondensation des Wasserdampfes ebenfalls eine höchst wichtige Rolle spielt.«

Die Hauptergebnisse sind, zusammengefasst, folgende: »Wir dürfen in der Atmosphäre stets die konstante Anwesenheit einer Menge Staubpartikel voraussetzen, welche die Eigenschaft besitzen, die in der nächsten umgebenden Luftschicht vorhandene Luftfeuchtigkeit zu kondensieren. Diese Teilchen bestehen zum grossen Teile aus Salzstäubchen, welche der Wind vom festen Boden oder von der Meeresfläche emporgetragen hat, vermischt noch mit Staubarten

anderer in der Atmosphäre schwebender Substanzen. Die an warmen Tagen aufsteigenden Konvektionsströme, sowie der vom Meere entstammende Wasserdampf, müssen die Zahl dieser Staubpartikel stetig vermehren.

Wir müssen uns vorstellen, dass diese Staubteilchen oder Salzkörperchen in unbegrenzter Zahl in der Atmosphäre schwimmen, wie die Kügelchen, aus denen die Wolken und Nebel konstituiert sind. Doch ist wohl zu unterscheiden zwischen sichtbaren und unsichtbaren Wolken. Der Salzstaub besitzt nämlich, sobald er trocken ist, nur in höchst minimem Grade die Eigenschaft, Licht zu reflektieren oder dessen Farbe zu ändern; die Wolke ist daher unsichtbar. Wenn dagegen die Spannung des Wasserdampfes steigt und sich nach und nach auf den Flächen der Salzkernchen eine Feuchtigkeitsschicht niederschlägt, löst sie dieselben auf und bildet so kleine Tröpfchen, deren Wirkung auf die Lichtstrahlen sehr merkbar ist: vorher nicht wahrnehmbar, wird die Wolke nun sichtbar.

Die Luft, welche hohe Gebirgsketten passiert hat oder in Gebieten hohen Druckes herabsteigt oder durch die direkte Sonnenstrahlung erwärmt ist, enthält vornehmlich trockene, d. h. »aktive« Staubpartikel. Dagegen über dem Meere, in den Zonen niedern Barometerstandes, allgemein in den feuchten Regionen, finden sich diese Staubteilchen in der Form feiner Tröpfchen, welche, nachdem sie einmal ihre volle Entwickelung erlangt, die Nebelkörperchen und Regentropfen formieren.

Die Staubteilchen der verschiedenen Säuren, welche hauptsächlich in der Luft ausgedehnter Industriezentren und in der Umgebung der Vulkane sich vorfinden, spielen ebenfalls eine wichtige Rolle bei der Kondensation des Wasserdampfes in der Atmosphäre.

Diejenigen Staubpartikel, welche bereits Wasserdampf kondensiert und so ihre Aktivität verloren haben, können mittels des Aitken'schen Staubzählers nicht mehr gezählt werden; sie sind in den Nebelkörperchen und Regentropfen aufgelöst.

Die wichtige Frage, ob der Regen in der Natur ohne Mitwirkung des Staubes entstehen könne, ist noch nicht gelöst. Aber es scheint gewiss, dass da, wo diese Staubpartikel existieren, sie es sind, welche die wirkenden Ursachen für die Entstehung des Regens bilden.«

Der Einfluss des Waldes auf die Regenverhältnisse in Schweden untersuchte H. E. Hamberg[1]). »Entsprechend dem gegenwärtigen Stande der Wissenschaft bezeichnete der Verf. die Abkühlung in den aufsteigenden Luftströmen als Hauptursache der Regen- und Schneebildung. Die aufsteigenden Luftströme hängen

[1]) Om skogarnes inflytande på Sveriges klimat. IV. Nederbörd, V. Snötäcke. Stockholm 1896. Ausführliches Referat in Meteorol. Zeitschrift 1898, Litteraturbericht p. (39) u. ff., woraus oben der Text.

in erster Linie von den allgemeinen atmosphärischen Bewegungen, also hauptsächlich vom Verhalten der barometrischen Minima, ab, ferner werden sie durch die Verteilung von Land und Meer und deren verschiedenartige Erwärmung beeinflusst und auch durch die Gestaltung der Bodenoberfläche. Die mittlere Jahressumme für ganz Schweden im Zeitraume 1860—1895 betrug 526 *mm* und schwankte zwischen 658 *mm* (1872) und 371 *mm* (1871). Die ausgeglichenen Jahreswerte zeigen eine deutliche Periode von $5^2/_3$ Jahren, so dass zwei derselben nach den Relativzahlen von Wolf auf eine Sonnenfleckenperiode gehen. Die Meinung, dass der Niederschlag infolge der zunehmenden Entwaldung abgenommen habe, findet keine Bestätigung durch die Beobachtung. Schweden liegt an der Grenze des atlantischen Gebietes, das durch starke Regengüsse und vorherrschende Herbst- und Winterregen ausgezeichnet ist, und des osteuropäischen mit stärkern Sommerregen, gehört aber mehr zu letzterem. Die Ostsee mit dem Bottnischen Busen übt einen sekundären Einfluss auf die Ostküste aus durch Vermehrung der Herbst- und Verminderung der Sommerregen. Zur Berechnung der vieljährigen Mittel, nach denen die Regenkarten hergestellt sind, wurden die 15 Jahre 1880—1894 benutzt. Die Zahl der Stationen schwankte zwischen 371 und 466. Im ganzen waren es neben- und nacheinander 668. Der grösste Niederschlag fällt im Südwesten von Götaland (752 *mm*), der geringste im nördlichen Lappland (300 *mm*). Die Inseln und flachen Küsten im Osten haben verhältnismässig wenig Niederschlag. Der Unterschied zwischen Land und Wasser zeigt sich am deutlichsten im Juli. Im Innern des Landes, wo die grössere Erwärmung die aufsteigenden Luftströme begünstigt, treten mehrere Maxima hervor, in bergigen Gegenden von über 100 *mm*. Merkwürdigerweise findet dies nur im Süden und Norden statt, während in 63—64° nördl. Br. in Jemtland ein Minimum von 62 *mm* auftritt. Es ist dies eine Gegend, die auch sonst sich dem maritimen Charakter nähert. Im Winter fällt der meiste Niederschlag ausser im Südwesten von Schweden in den Gebirgen des westlichen Lapplandes.

Die Menge der Niederschläge nimmt mit der Erhebung über den Meeresspiegel zu, doch ist wegen der sonstigen mitwirkenden Umstände und bei der zu geringen Zahl von Höhenstationen die Feststellung numerischer Werte erschwert. Durch Vergleich der Ost- und Westküste von Göthland (Götaland) findet der Verf., dass die Regenwahrscheinlichkeit bei Seewind etwas grösser ist als bei Landwind. Ferner ist die mittlere Menge eines Regentages an der Westküste bei Südwind, an der Ostküste bei Ostwind am grössten. Eine Station, die weiter von der Küste und höher liegt als eine andere, zeigte hauptsächlich bei Seewinden grössere Regenmengen als diese. Verschiedene Beispiele lehren, dass isolierte Berge und Hügelketten in der Regel nicht auf der Windseite den Regen vermehren, wie das bei hohen Gebirgen und weithin ansteigenden

Erhebungen der Fall ist, sondern dass sogar auf der Seeseite mehr Niederschlag fällt, weil die Wasserteilchen durch den Wind eine Strecke über die Berge hinweggetragen werden. Dieser Einfluss erstreckt sich nur bis auf ein oder zwei Kilometer.

Ein Ort im Windschutze von Gegenständen, wie Hügel, Bäume, Gebäude, die mindestens um ihre eigene Höhe vom Regenmesser abstehen, empfängt mehr Regen und besonders mehr Schnee als ein frei dem Winde ausgesetzter. Die Vermehrung ist bei starken Winden grösser als bei schwachen. Diese Erscheinung dürfte zwei Ursachen haben. Einmal fällt an stillen Orten in der That mehr Niederschlag zu Boden, es findet also eine verschiedene Verteilung des schon kondensierten, in der Luft befindlichen Wassers durch den Wind statt, und dann fängt auch der in einer gewissen Höhe über dem Boden befindliche Regenmesser desto weniger von dem fallenden Niederschlage auf, je lebhafter die Luftbewegung in seiner unmittelbaren Nähe ist. Daher giebt auch ein frei aufgestellter Regenmesser in grösserer Höhe weniger Niederschlag als ein näher dem Boden befindlicher, besonders bei starken Winden.

Was den Einfluss der hauptsächlich aus Nadelholz bestehenden Wälder anlangt, so ist er trotz des grossen Waldreichtumes von Schweden schwierig festzustellen. Die freien Flächen befinden sich meistens im Flachlande oder in den Thälern, während der Wald mehr die hochgelegenen bergigen Gegenden einnimmt. Ausserdem wird die Vergleichbarkeit durch mannigfache lokale Bedingungen beeinträchtigt. Durch Vergleich zahlreicher Stationen in den Bezirken Gefleborg, Skaraborg, Upsala, Vestmanland, Örebro, Malmöhus, Kristianstad und auf der Insel Gotland zeigt der Verf., dass waldreiche Gegenden mehr Niederschlag haben als waldarme. Unbewaldete Anhöhen haben weniger Niederschlag als waldreiche Orte, auch wenn diese niedriger liegen.

Der Verf. führt den Einfluss des Waldes auf drei Ursachen zurück. Erstens sind die Lichtungen in waldigen Gegenden verhältnismässig vor dem Winde geschützt, wodurch das Herabfallen des Wassers begünstigt wird. Dieselbe Wirkung kann aber auch in sonst freier Gegend durch ein kleines Gehölz oder durch andere benachbarte Gegenstände hervorgerufen werden. Eine Vermehrung der Kondensation findet dabei nicht statt, sondern nur eine andere Verteilung des Wassers. Zweitens wird der Wind beim Eintritte in die Waldregion ungefähr um die mittlere Höhe der Bäume gehoben, und drittens wird wegen der grössern Reibung über dem Walde eine Verlangsamung und ein Aufsteigen des Luftstromes verursacht. Durch die letztgenannten beiden Vorgänge wird eine Verstärkung der Kondensation herbeigeführt. Regenmesser unter den Bäumen ergeben merklich weniger Niederschlag als solche in Höhe der Baumspitzen und im Freien. In sehr dicken Beständen gelangt nur $^1/_4$ oder $^1/_3$ des Wassers auf den Boden; an lichten Stellen beträgt der Verlust nur einige Prozente. Das an den Baumstämmen

herabfliessende Wasser ist dabei nicht berücksichtigt. Der Verlust durch die Nadeln und Zweige zeigt sich namentlich bei schwachen Niederschlägen.

Infolge der mechanischen Wirkungen des Waldes, so führt der Verf. weiter aus, erscheinen die Niederschläge auf den Lichtungen und über den Baumkronen gegenüber dem freien Lande um einige Prozente erhöht. Anderseits lässt sich nicht sagen, dass bei trockenem Wetter, wenn der Regen nötig ist, der Wald fähig sei, ihn hervorzurufen. Man hat keinen Grund, anzunehmen, dass der Wald irgend einen Einfluss auf die Niederschläge infolge von Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschieden zwischen waldigen und freien Gegenden ausübt. Die Folgen einer Entwaldung würden voraussichtlich weniger in der Verminderung des Niederschlages, als in der Änderung der Verdunstung, des Wasserabflusses und der Schneeschmelze im Frühjahre bestehen.«

Die jährlichen Niederschlagsmengen auf dem Atlantischen und Indischen Ozeane hat A. Supan zu ermitteln versucht[1]). Das zu diesem Behufe vorliegende Material ist noch sehr ungenügend und die Ableitung der jährlichen Werte entsprechend ebenso. Supan hat aus den vorliegenden Beobachtungen die nachfolgende Tabelle berechnet:

Atlantischer Ozean:

Breite	Länge	Beobachtungstage	Pro Jahr	
			Regentage	Regenmenge *mm*
55—50° N.	0—10° O.	371	179	1736
55—45° N.	10—0 ° W.	1455	188	1825
52—40° N.	70—50° W.	2382	194	1876
	50—30° W.	2920	239	2316
	30—10° W.	4008	243	2353
40—30° N.	80—50° W.	1193	191	515
	50—30° W.	1065	158	428
	30—10° W.	1060	150	404
30—20° N.	90—70° W.	595	124	(161?)
	70—50° W.	536	175	228
	50—30° W.	861	116	151
	30—10° W.	3293	80	104
20—15° N.	70—50° W.	275	158	205
	50—30° W.	311	120	156
	30—10° W.	1338	54	70
15—10° N.	50—30° W.	167	101	131
	30—17° W.	1684	165	214
10—5 ° N.	50—30° W.	143	125	2451
	30—10° W.	1981	216	4229
5—0 ° N.	50—30° W.	178	193	3778
	30—10° W.	1986	218	4276
0—5 ° S.	50—30° W.	1259	179	2379
	30—10° W.	1362	186	2477
5—10° S.	40—30° W.	1291	170	340
	30—10° W.	957	164	328

[1]) Petermann's Mitteilungen 1898. p. 179 ff.

Breite	Länge	Beobachtungs-tage	Pro Jahr Regentage	Regenmenge *mm*
10—15° S.	40—30° W.	1324	161	322
	30—10° W.	880	163	326
15—20° S.	40—30° W.	1348	171	891
	30—10° W.	1156	196	1021
20—30° S.	50—30° W.	3088	158	822
	30—0 ° W.	1609	191	992
	0—20° O.	205	84	435
30—40° S.	60—30° W.	1832	153	794
	30—0 ° W.	550	188	977
	0—20° O.	270	145	752
40—55° S.	70—50° W.	1574	206	679
	50—30° W.	1925	239	788
40—46° S.	0—20° O.	190	211	697

Indischer Ozean:

8—9 ° N.	80—95 ° O.	2178	207	2957
	95—100° O.	473	227	3244
0—4 ° S.	80—100° O.	971	239	3700
4—8 ° S.	80—100° O.	871	240	1467
8—12° S.	80—100° O.	849	226	1377
	100—120° O.	590	183	1117
12—20° S.	50—80 ° O.	684	189	2909
	80—100° O.	1362	205	3161
	100—120° O.	832	137	2108
20—30° S.	30—50 ° O.	1489	143	401
	50—80 ° O.	2766	177	494
	80—100° O.	803	180	504
	100—120° O.	604	158	443
30—36° S.	20—50 ° O.	3124	167	937
	80—120° O.	1168	182	1022
36—50° S.	20—50 ° O.	3390	244	1367
	50—80 ° O.	2915	248	1390
	80—120° O.	1385	245	1374

»Wenn auch,« bemerkt er erläuternd zu dieser Tabelle und einer darnach gezeichneten Karte, »die Regenmengen nur als ganz rohe Näherungswerte zu betrachten sind, so stimmt doch das Gesamtbild so sehr mit unsern Kenntnissen von der Verteilung der übrigen Klimaelemente überein, dass es Vertrauen erwecken muss. Wir erblicken in den mittlern Nordbreiten des Atlantischen Ozeanes ein regenreiches Gebiet von grosser Ausdehnung. Reichlichen Wasserdampf liefert das von der Golftrift abnorm erwärmte Meer, und für seine häufige und ergiebige Verdichtung sorgen die aufsteigenden Luftströme innerhalb der subarktischen Zyklone. Nach S nimmt die Regenmenge ab bis zum niederschlagsarmen Gürtel des NO-Passats. Noch 1886 zweifelte v. Danckelmann die Existenz eines solchen an, verleitet durch eine einseitige Betrachtung der Regenhäufigkeit; und für den Indischen Ozean ist seine Annahme auch nicht ganz unbegründet. Im Atlantischen Ozeane dürfen wir aber sicher von einer Fortsetzung des Saharagürtels sprechen, wenn auch

die Regenmenge selbstverständlich etwas höher ist als auf dem Lande. Dabei nimmt sie deutlich nach W zu, also in derselben Richtung, in der der Luftdruck abnimmt, und die Herrschaft des Passats sich mildert. Sehr schroff ist der Übergang zu der regenreichen Kalmenzone. Da diese etwas nördlich vom Äquator liegt, so ist hier die Regenmenge grösser als im südäquatorialen Gürtel. Auch nach S nimmt die Regenmenge rasch ab. Soweit der strenge SO-Passat herrscht, regnet es wenig. Einen niederschlagsarmen Streifen habe ich allerdings nur hypothetisch eingezeichnet, aber als sichergestellt kann zwischen 20° und 30° S die verhältnismässig grosse Trockenheit des Ostens gelten. Der SO-Passat ist nicht so zonenhaft ausgebildet wie der nordöstliche, sein Hauptgebiet liegt auf der afrikanischen Seite, greift aber im N zungenförmig nach W über. Genau dasselbe Bild zeigt die Regenkarte. Die Mitte und den Westen des Ozeans nimmt in den höhern tropischen und in den subtropischen Breiten der rückkehrende Passat ein, und sein Verbreitungsbezirk ist durch intensivere Niederschläge ausgezeichnet. Einem regenreichen Gebiete begegnen wir wieder im antarktischen Gürtel der Westwinde.

In den höhern Breiten ist das Land trockener als das Meer, weil hier mehr Wasserdampf produziert wird, und das ganze Jahr hindurch günstige Kondensationsbedingungen herrschen. Ganz dasselbe gilt von der Äquatorialzone; nur das wasser- und vegetationsreiche Amazonasbecken kann mit dem Meere einigermassen rivalisieren. In den ausseräquatorialen Tropen findet dagegen das umgekehrte Verhältnis statt, das Land ist feuchter, weil nur hier der Sommer die regenfeindliche Herrschaft des Passates bricht. Auch wie der Passat an seiner Leeseite, wenn er an den Küstenrändern zum Aufsteigen gezwungen wird, zum Regenwinde wird, kommt auf der Karte sehr klar zur Anschauung.

Auf dem Indischen Ozeane nimmt der regenreiche Tropengürtel einen viel breitern Raum ein als auf dem Atlantischen Ozeane, was unzweifelhaft in der weiten Ausdehnung des NW-Monsuns begründet ist. Möglicherweise ist aber die Südgrenze etwas weiter nach N zu verschieben. Der eigentliche Passatgürtel scheint etwas feuchter zu sein als im Atlantischen Ozeane und sich bandförmig bis nach Afrika hinzuziehen.«

Über den Regen auf den Ozeanen hat W. S. Black Untersuchungen angestellt, nach den Beobachtungen auf mit Regenmessern versehenen Schiffen[1]). Die Ergebnisse sind kurz folgende:

Es scheint, dass viel mehr Regen auf den Meeren der nördlichen Halbkugel fällt als auf denen der Südhemisphäre; die Gesamtmenge des jährlichen Regens wird für die Meere des Nordens auf 1218 *mm* bei 144 Regentagen und für die Meere des Südens

[1]) Revue scientifique 1890. IV. 9. p.603 .

auf 933 *mm* bei 88 Regentagen geschätzt. Der Regen des nördlichen Atlantischen Ozeans allein wird zu 828 *mm* mit 71 Regentagen, der des südlichen Atlantic auf 525 *mm* mit 88 Regentagen im Jahre angegeben. Der nördliche Indische Ozean allein gab 870 *mm*, der südliche 972 *mm* Regenhöhe im Jahre. Für die Meere des östlichen Pazifischen Ozeans fand man eine Regenmenge von 2379 *mm* bei 133 Regentagen, für den südlichen Pacific ergab die Schätzung 1192 *mm* mit 102 Regentagen. Für den westlichen Pazifischen Ozean fand sich im Norden 1051 *mm* bei 172 Regentagen, im Süden 967 *mm* mit 76 Regentagen. Betreffs der äquatorialen Regenzone ist das vorliegende Beobachtungsmaterial noch nicht ausreichend, um für alle Meere sichere Angaben liefern zu können. Wahrscheinlich fliessen die enormen Niederschläge der äquatorialen Regenzonen in den Meeresströmungen ab. So speisen die 3277 *mm* Regen des Atlantischen Ozeans nördlich vom Äquator den Golfstrom und die südlich von der Linie niederfallenden 1500 *mm* den Strom, der nach Rio de Janeiro zieht. Im Indischen Ozeane fliessen die 3658 *mm* äquatorialen Regens im Mozambique-Strome ab; im östlichen Pacific erzeugen die 2743 *mm* äquatorialen Regens nördlich vom Äquator den grossen japanischen Strom und die 2337 *mm* südlich der Linie den australischen und Guinea-Strom. Im Nordatlantischen Ozeane ist der Januar der regenreichste (265 *mm*) Monat, der Februar der regenärmste (12 *mm*); im Südatlantischen tritt das Maximum (103 *mm*) im April, das Minimum (3 *mm*) im September ein. Im nördlichen Indischen Ozeane fällt das Maximum (267 *mm*) auf den November, das Minimum auf den März; im südlichen das Maximum (131 *mm*) auf den Februar, das Minimum (0 *mm*) auf den Juli. Im östlichen Pacific fällt im Norden das Maximum (404 *mm*) auf den Mai, das Minimum auf den März; im Süden das Maximum (283 *mm*) auf den Januar, das Minimum auf den Juli. Im Westpacific tritt im Norden das Maximum im Juni (204 *mm*), das Minimum im August ein; im Süden das Maximum im Dezember (282 *mm*), das Minimum im Januar. Endlich wird noch für alle Meere der nördlichen Hemisphäre das Maximum der monatlichen Regenmenge auf 272 *mm* im Januar, das Minimum im Mai auf 7 *mm* geschätzt; für alle Meere der Südhemisphäre tritt das Maximum (163 *mm*) im Dezember, das Minimum (8 *mm*) im Oktober ein.

18. Winde und Stürme.

Der Seewind an der Küste des Namalandes (Deutsch-Südwestafrika) ist in seinem Auftreten von F. Gessert in Inkhab geschildert worden[1]). »Vom Frühjahre bis zum Herbste«, sagt derselbe, »bildet sich fast regelmässig nachmittags am südwestlichen

---

[1]) Globus 1897. November 20. Ann. d. Hydrographie 1898. p. 39.

Horizonte ein Wolkenstreifen, in der Richtung von NW nach SO gezogen. Derselbe steht also senkrecht zum Zuge des südwestlichen Seewindes, der, hervorgerufen durch den Temperaturunterschied der am Lande nordwärts ziehenden kalten Polarströmung und der heissen Steppe, an der Küste bereits vormittags beginnt. Dass der Wolkenstreifen mit dem Seewinde in Verbindung steht, wird dadurch zur Gewissheit, dass man nach einigen Beobachtungen aus dem Auftreten des Wolkenstreifens mit ziemlicher Genauigkeit die Zeit ablesen kann, in welcher der im Sommer vorherrschende nördliche Wind vom Südweststurme abgelöst wird. Dieser Wolkenstreifen nimmt schnell an Dicke zu. Schwere Gewitterwolken ballen sich zusammen und entladen sich in heftigen Unwettern. Dieselben sind aber von kürzester Dauer, indem der vielfach orkanartig auftretende Wind sie in grösster Hast nordostwärts führt. Diese Wolkenbildung tritt nur an der vordersten Grenze des Seewindes auf, während sofort nach Vorbeiflug des Unwetters wieder heiterster Himmel herrscht. Häufig ist zu beobachten, dass der Regen, den der Wolkenstreifen spendet, vom untern, verhältnismässig trocknen Luftstrome aufgesogen wird, bevor er den Boden erreicht, dass der Regenbogen folglich auch nur unvollkommen, fusslos, keine Leiter bildet zwischen Himmel und Erde. Dieser Wolkenstreifen tritt besonders dann auf, wenn Nordwind herrscht und sich durch den Aszensionsstrom Gewitterwolken bilden. Einem Aszensionsstrome verdankt auch der Wolkenstreifen offenbar sein Entstehen. So vorübergehend auch die vom Seewinde getragenen Gewitter sind, zuweilen sind sie doch so heftig, dass die Flüsse laufen. Tritt der Südwest besonders stark auf, so jagt er die Unwetter weit über das Land bis in die Kalahari hinein, doch meist sind diese Regen auf einen breiten Landstreifen beschränkt, der an den Wüstengürtel grenzt.

Dass hart an den Wüstengürtel (der Küste) eine Zone mit verhältnismässig gutem Regenfalle grenzt, bewirkt ausser den Seewinden das schnelle Ansteigen der Wüstenlandschaft zu den die innere Hochebene abschliessenden Randgebirge. In diesen dringen auch die Winterregen bekanntlich vor. Die Wüste nimmt nur nach den seltenen Gewitter- und Winterregen — der letztern entbehrt der nördliche Strich ganz — ein etwas grüneres, freundlicheres Aussehen an. Der Seewind erhält hier seine ungewöhnliche Heftigkeit durch die selten grosse Temperaturdifferenz von Land und Meer. Es besteht hier also eine Wechselbeziehung, indem der Seewind die Regenarmut und damit die Hitze des Landes veranlasst.«

Richtung und Geschwindigkeit der Luftströmungen in verschiedenen Höhen. Pomortsef hat 83 in Russland gemachte Ballonaufstiege und an 300 Bestimmungen der Richtung und Geschwindigkeit des Windes in verschiedenen Höhen bearbeitet[1]). Die

[1]) Auszug aus der russ. Abhandlung in den Annalen d. Hydrographie 1898. p. 173.

meisten finden im Gebiete barometrischer Depressionen (Zyklonen) oder barometrischer Maxima (Antizyklonen) statt. Es ergab sich, dass in Zyklonen die Windgeschwindigkeit nach oben anfangs rasch, dann aber immer langsamer und langsamer zunimmt. In der Höhe von annähernd 1300 *m*, d. i. in der Höhe der ersten Kumuli, bleibt die Windgeschwindigkeit fast unverändert — höher aber nimmt sie wieder zu. Wie lange diese Zunahme der Geschwindigkeit fortdauert, kann nicht bestimmt werden, da aus Höhen von mehr als 2500 *m* fast gar keine Beobachtungen vorlagen.

In Regionen hohen Luftdruckes fand die grösste Geschwindigkeitsänderung ebenfalls unweit der Erdoberfläche statt, ihre Abnahme mit der Höhe war aber eine ununterbrochene.

Was die Änderung der Windrichtung mit der Höhe anbelangt, so erweist es sich, dass im Mittel, sowohl in Zyklonen als auch in Antizyklonen, der Wind mit der Erhebung nach rechts ablenkt, und dass diese Veränderungen der Azimute der Windrichtungen fast proportional sind den entsprechenden Veränderungen der Windgeschwindigkeit.

Da dem Wachstume der Windgeschwindigkeit mit der Höhe eine Drehung des Windes nach rechts entsprach, so führt dies zur Vermutung, dass im Gegenteil der Abnahme der Windgeschwindigkeit mit der Höhe eine Drehung nach links entsprechen müsse.

Von der Richtigkeit dieser Vermutung können wir uns auf Grund anderer Quellen überzeugen, nämlich aus Betrachtung der Beobachtungen über die Bewegung der Kumuli im Verhältnisse zum Winde an der Erdoberfläche.

Zu diesem Zwecke benutzte Pomortsef Beobachtungen von fünf Festungs-Luftschifferabteilungen in Russland, welche seit Juli 1896 tägliche Beobachtungen über Wind und Wolkenbewegung mittels Theodoliten anstellten. Da bei solchen Beobachtungen stets die Winkelgeschwindigkeit der Bewegung aller sichtbaren Wolken bestimmt wurde, und die Mittelhöhe der Kumuli in verschiedenen Jahreszeiten bekannt ist, so war es möglich, über die Lineargeschwindigkeit der Bewegung dieser Wolken mit genügender Genauigkeit zu urteilen. Gleichzeitig wurden Beobachtungen über Windstärke mit Hilfe von Stationsanemometern angestellt.

Die Vergleichung der Geschwindigkeit des Windes und der Kumuli ergab in der That nach den in den oben erwähnten Stationen im Laufe fast eines ganzen Jahres gemachten Beobachtungen, dass ungefähr 90 % aller beobachteten Fälle den oben erwähnten Zusammenhang bestätigen, d. i. dass, wenn die Kumuli sich nach rechts richten, die Lineargeschwindigkeit ihrer Bewegung zunimmt; wenden sie sich aber nach links von der Windrichtung, so wird die Geschwindigkeit der Wolken geringer als diejenige des Windes. Nur ungefähr 10 % aller beobachteten Fälle erwiesen sich als Ausnahmen. Aber dieses waren eben jene Fälle, in denen der Wind unten oder oben rasch seine Richtung änderte, so dass er sich im Laufe weniger

Stunden um 90 und mehr Grad drehte; infolgedessen bot das Vergleichen selbst schon wenig Sicherheit. Die auf diese Weise bestätigte Allgemeinheit der erwähnten Abhängigkeit zwischen den vertikalen Änderungen von Windrichtung und Geschwindigkeit verleiht die Möglichkeit, die gefundene Gesetzmässigkeit zu benutzen, um die Grösse der Luftreibung zu bestimmen.

Die Berechnung durch Pomortsef ergiebt für diese Reibung eine viel bedeutendere Grösse als diejenige, welche Guldberg und Mohn für die Küstenstationen Europas auf Grund der Beobachtungen über Ablenkung des Windes von der Richtung der Gradienten annahmen.

»Wenn wir die Kurven der vertikalen Änderungen von Windrichtung und Geschwindigkeit für Zyklone und Antizyklone gesondert betrachten, so finden wir, dass die nachgewiesene Proportionalität in deren Änderung mit der Höhe nur bis zum Niveau von ungefähr 1300 *m*, welches der Mittelhöhe der Kumuli entspricht, stattfindet. Da die Bewegung dieser Art Wolken in der Richtung der Isobare auf der Erdoberfläche geschieht, so darf mit Wahrscheinlichkeit zugegeben werden, dass die Reibung der Luft in bedeutendem Masse, durch Adhäsion einzelner Luftteile aneinander, nur bis zu Höhen sich mitteile, welche geringer sind als diejenigen, bei denen die ersten Kumuli erscheinen. Infolgedessen fällt die Bewegung dieser letztern mit der Richtung der Isobare nahe zusammen, ebenso wie es auf dem Meere, wo die Reibung unbedeutend, für untern Wind der Fall ist.«

»Dies ist alles,« fährt Pomortsef fort, »was aus Resultaten von Beobachtungen auf Luftschiffen über Luftströmungen in verschiedenen Höhen gefolgert werden konnte. Weitere Forschungen in dieser Richtung, besonders auf hohe Luftschichten bezüglich, können nur auf Grund der Beobachtungen über Wolkenbewegung unternommen werden.

In den »Iswestiya« der Kaiserl. russ. Geogr. Ges. für 1893 wurden die Resultate sowohl meiner ersten Untersuchungen in dieser Richtung als auch einiger andern angeführt.

Die dort angeführten Resultate basierten auf Beobachtungen, gemacht mit Hilfe von Theodoliten, welche es ermöglichen, Azimut und Winkelgeschwindigkeit der Wolkenbewegung ziemlich genau zu bestimmen. Die angegebenen Resultate konnten im ganzen auf folgendes zurückgeführt werden:

Zwischen der Form der Isobaren auf der Erdoberfläche und dem Gange der Veränderungen von Windrichtung und Geschwindigkeit mit der Höhe existiert ein enger Zusammenhang. Wie immer die Verteilung des Luftdruckes auf der Erdoberfläche auch sein mag, die Bewegung der Kumuli und die Richtung der Isobare am Boden fallen stets zusammen, wobei die erstere stets in dem Sinne des allgemeinen Kreislaufes der Atmosphäre in Regionen von hohem und niederem Drucke gerichtet ist. Wenn der Wind (in den obern

Schichten) mit der Höhe nach rechts dreht, so wird dieses meistens von Sinken des Barometers begleitet; dreht er nach links, so ist es umgekehrt.

Richtung und Geschwindigkeit der Bewegung der Cirren steht in engem Zusammenhange mit Entstehung und Richtung von Zyklonen, wobei Wolken dieser Art in breiten, mehr oder minder geradlinigen Strömen fliessen. Am häufigsten läuft die Bewegungsrichtung der Cirren dem Teile der Isobare 760 *mm* parallel, welcher der Verbindungslinie der Zentren hohen und niedern Luftdruckes benachbart ist.

Weitere Beobachtungen in dieser Richtung bestärkten noch mehr den Zusammenhang zwischen der Bewegung der Cirren und der Entstehung von Zyklonen; der Luftschiffer Lieutenant Yablotshkof, welcher im Sommer 1895 mit dem erwähnten Theodoliten arbeitete, bemerkte, dass, je grösser die Winkelgeschwindigkeit der Cirren sei, um so rascher das Barometer sinke. Die oben erwähnten Beobachtungen der Luftschifferabteilung ergaben in dieser Beziehung ebenfalls reiches Material, dessen Bearbeitung zu folgenden Schlüssen führt:

Übersteigt die Winkelgeschwindigkeit der Cirruswolken 7 Bogenminuten in 1 Sekunde, so beginnt darauf das Barometer zu sinken. Dieses Sinken geht um so rascher vor sich, je grösser die Winkelgeschwindigkeit der Wolkenbewegung ist. Beträgt die Winkelgeschwindigkeit weniger als 7 Bogenminuten, so fängt das Barometer im Verhältnis zu steigen an. Der tiefste Stand des Barometers verspätet sich um 24 Stunden und mehr gegen die Zeit, wann die Bewegung der Cirruswolken die höchste Geschwindigkeit erreicht. Erreicht die Winkelgeschwindigkeit der Cirren die Geschwindigkeit von 9 Bogenminuten in 1 Sekunde, so kann man mit grosser Wahrscheinlichkeit im Laufe der folgenden 24 Stunden Niederschlag erwarten. Diese Wahrscheinlichkeit wird um so grösser, je grösser die Geschwindigkeit der Cirren ist.«

Luftwellen bei Bora im Golfe von Triest hat F. Seidl beobachtet[1]). Derselbe befand sich am 7. November 1897 bei Miramare nahe Triest, an einem wolkenlosen, sonnigen Tage, während das Meer durch eine steife Bora leicht bewegt war. Von seinem Standpunkte, etwa 100 *m* über der nahen Küste, schaute er quer über den Golf hin nach SSW gegen die etwa 20 *km* entfernte Küste von Pirano, woselbst etwa 250 *m* hohe Kämme einer Hügellandschaft unmittelbar aus dem Meere sich erheben. »Hier ward das Auge durch ein überraschendes Schauspiel gefesselt. Die Hügellandschaft bot das Bild eines im Sturme wogenden Getreidefeldes oder eines eben von einem heftigen Erdbeben erregten Terrains. Die deutlich wahrnehmbare Umrisslinie der Kämme und Kuppen hob sich nämlich nicht als eine ruhende Grenze vom Himmelsgrunde

---

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 230.

ab, sondern bog sich ein und auf in einem lebhaften Wellenzuge, in welchem die Wellenberge und Thäler in der Richtung der Boraströmung, also etwa von O nach W, rasch aufeinander folgten, genau so wie an einem gespannten Kautschukseile, an welchem durch Erschütterung des einen, freien Endes Wellen erregt werden, die nach dem andern fixierten Ende fortschreiten. Die Amplitude (doppelte Ausweichung) der Bewegung war eben gross genug, um bei aufmerksamer Betrachtung als Wellung erkannt zu werden. Um in der Entfernung von 20 *km* wahrnehmbar zu sein, mochte sie wohl an 20 *m* betragen haben, die Wellenlänge selbst veranschlage ich in ganz roher Schätzung auf etwa $^1/_2$ — $^2/_3$ *km*. Die Hügelkämme der ganzen S-Küste und auch der O-Küste oberhalb Triest boten dieses Schauspiel. Ich konnte dasselbe durch etwa eine Viertelstunde beobachten, worauf mich der eingelangte Eisenbahnzug aus dem Bereiche der seltsamen Erscheinung entführte. Übrigens hätte die einbrechende Abenddämmerung dieselbe alsbald dem Auge entzogen. Man wird versuchen, die beobachtete Wellenbewegung für einen Fall Helmholtz'scher Luftwogen zu erklären. Indem die Lichtstrahlen von den deutlich sichtbaren Kämmen der Hügellandschaft am jenseitigen Gestade die über ihnen oder auch die über dem Golfe lagernde, in Wellenbewegung befindliche Luftmasse passierten, täuschten sie dem beobachtenden Auge die Wellenbewegung der Kämme selbst vor. Da die Fortpflanzungsrichtung der Wellen mit der Windrichtung übereinstimmte, so sind die physikalischen Bedingungen der Erscheinung wohl durch die Bora erzeugt worden.« E. Mazelle vom meteorologischen Observatorium in Triest teilte Verf. auf Anfrage mit, dass er die gemeldete Erscheinung bereits wiederholt beobachtet habe, und gab ihm einige Beobachtungsdaten vom 7. November 1897 für Triest und zwei Stationen der umgebenden Höhen:

Der Temperaturunterschied am 7. November 1897 betrug hiernach für Triest—Občina um 2 Uhr nachmittags 5.6° und um 9 Uhr abends 3.8° C. bei einer Höhendifferenz von ca. 280 *m*.

»Helmholtz hat gezeigt, dass, wenn eine obere, wärmere, also leichtere Luftschicht über eine untere, kältere, also schwerere Luftschicht hinwegstreicht, dieselben Bedingungen gegeben sind, wie wenn der Wind über eine horizontale Wasserfläche bläst. Wie die Wasseroberfläche zur Wellenbildung veranlasst wird, so bilden sich Wellen derselben Art an der Oberfläche der andern, schweren Luftschicht, Wellen, die senkrecht stehen auf der Richtung des Windes und, in regelmässigen Abständen aufeinanderfolgend, in der Richtung desselben fortschreiten.

Die oben beschriebene Erscheinung vom 7. November 1897 würde demnach den umgekehrten Fall darstellen, indem ein Wellensystem entstand durch das Hinwegstreichen eines obern kalten Windes über einer untern, warmen Luftschicht.

Helmholtz bemerkt: »Dass dergleichen Wellensysteme an den Grenzflächen verschieden schwerer Luftschichten ausserordentlich häufig vorkommen, erscheint mir nicht zweifelhaft, wenn sie uns auch in den meisten Fällen unsichtbar bleiben. Wir sehen sie offenbar nur dann, wenn die untere Schicht so weit mit Wasserdampf gesättigt ist, dass die Wellenberge, in denen der Druck geringer ist, Nebel zu bilden anfangen. Dann erscheinen breite, streifige Wolkenzüge . . .«

Emden beschreibt parallele Nebelzüge, die am 7. November 1896 über München durch das Hinwegstreichen einer warmen Luftschicht über der am Boden lagernden kalten Luftmasse entstanden sind und vom Luftballon aus beobachtet wurden.

In obigem Falle dagegen waren die Luftwellen in nebelfreier Luft sichtbar. Sie dürften durch den Staubgehalt, den die Bora als Landwind führt, dem Auge bemerkbar geworden sein.«

Die Tornados in den Vereinigten Staaten 1889—1896. Alfred Henry hat ein Verzeichnis derselben nebst Erläuterungen dazu veröffentlicht[1]). Die charakteristischen Eigenschaften eines Tornado sind: 1. Eine schlauchförmige Wolkenbildung; 2. heftig rotierende Winde über einem gut abgegrenzten, aber schmalen Landstriche.

Die heftigsten und andauerndsten Tornados der obigen acht Jahre waren die vom 15. Juni 1892, 19. April und 6. Juli 1893, 21. September 1894 und 17. Mai 1896. In dem Berichte über den Tornado vom 2. Mai 1893 von Pachuta Miss. heisst es: »Die Breite des Sturmpfades von grosser Zerstörung betrug ein bis zwei Meilen (1.6—3.2 *km*), alles wurde hinweggefegt, selbst der Graswuchs sah aus, als wenn ein Wasserstrom über denselben hinweggegangen wäre, im Zentrum blieb absolut nichts zurück.«

Die Richtung der Fortbewegung war in der grossen Mehrzahl der Fälle gegen NO gerichtet; es besteht eine Tendenz der Tornados, sich in parallelen Richtungen zu bewegen.

Das Aussehen der Tornadowolke variiert einigermassen nach der Lokalität und wahrscheinlich mit dem Feuchtigkeitsgehalte der Luft. In den Dakotas, Nebraska, Kansas und Oklahoma kann man den Wolkenschlauch meilenweit über die Prairien dahinziehen sehen, er ist scharf begrenzt und von deutlicher Form und zeigt in der Nähe die Eigenschaften eines ausgebildeten Wirbelwindes. In den Golfstaaten und den feuchten Gegenden der atlantischen Küste tritt die Schlauchwolke nicht so gut definiert auf, und sie kann sogar bei heftigen Tornados fehlen.

[1]) Report of the Chief of the Weather Bureau 1895/96. Auszug daraus von Hann in der Meteorol. Zeitschr. 1898, p. 151, woraus oben der Text.

Die Verzeichnisse und Karten zeigen im allgemeinen, dass in den Wintermonaten Tornados bloss in den Golfstaaten auftreten, mit der zunehmenden Erwärmung der Thäler und der Ebenen des Innern werden sie auch im Norden häufiger bis zum Monate Juni, wo wir die grösste Häufigkeit in Nebraska, S. Dakota, Jowa, Minnesota vorfinden. Der nördliche Teil von N. Dakota, ein Teil des nördlichen Minnesota und Wiskonsin sind gänzlich frei von Tornados, aber in den Gebieten südlich bis zum Golfe und östlich bis zur atlantischen Küste ist man mehr oder weniger den Tornados ausgesetzt. Es giebt aber auch Gebiete, die nie einen Tornado erlebten und möglicherweise nie erleben werden.

Die Häufigkeit der Tage mit Tornados in den acht Jahren war in den einzelnen Monaten folgende: Januar 6, Februar 10, März 16, April 31, Mai 42, Juni 51, Juli 25, August 11, September 4, Oktober 2, November 3 und Dezember 5. Natürlich wechselt die Periodizität nach den Jahren etwas; die heftigsten Tornados treten im Spätfrühlinge und Frühsommer auf. In den Mittelstaaten von Neu-England ist noch kein heftiger Tornado vor Juli oder August aufgetreten.

Die erhobenen Schadenziffern in Tausenden von Dollars waren in den einzelnen Jahren:

1889	1890	1891	1892	1893	1894	1895	1896
174	4450	187	1118	2045	1193	384	14219.

Die grosse Schadenziffer von 1896 von mehr als 14 Millionen Dollars rührt hauptsächlich von dem S. Louis Tornado am 27. Mai her, welcher Verluste im Werte von 12 Millionen Dollars verursachte, und bei dem 306 Personen getötet wurden. Grosse Tornados kommen rund nur drei pro Jahr vor, es kamen auf 1889 keiner, 1890 vier, 1891 keiner, 1892 vier, 1893 sieben, 1894 drei, 1895 keiner, 1896 sechs. Auch die 18 Jahre vor 1889 liefern das gleiche Resultat von rund drei Tornados pro Jahr.

Die Taifune in den ostasiatischen Gewässern bilden fortgesetzt Gegenstand der Studien von Doberck in Hongkong. In seinem jüngst erschienenen Werke: The Laws of Storms, Hongkong 1898, teilt er die von ihm gefundenen Ergebnisse mit, und Dr. P. Bergholz hat aus denselben einen das Wesentliche umfassenden Auszug gegeben[1]).

Die Taifune scheinen aus flachen, muldenförmigen Depressionen, welche zuweilen quer über den Philippinen und der Chinasee liegen, zu entstehen. Gewöhnlich liegen diese Depressionen nur über der See und erstrecken sich zeitweilig bis weit in den Stillen Ozean hinein. Im Norden von ihnen wehen mässig starke NO-Winde und im Süden etwas weniger starke SW-Winde. Im Sommer dehnen sich diese NO-Winde nur bis nach Nordformosa aus, aber im

---

1) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 332.

Herbste erstreckt sich der NO-Monsun (und weiter nördlich der NW) viel weiter nach N. Die SW-Winde im Süden der Achse sind bisweilen stärker als die NO-Winde, sie dehnen sich zum Äquator herab aus und sind vermutlich Fortsetzungen des SO-Passates. Im Osten dieser Depressionen herrschen auf den Philippinen leichte S- oder SO-Winde, in Annam weht N-Wind. Im Sommer beginnen diese Depressionen mit steigendem Barometer im Innern von China und Japan, im Herbste hingegen scheint der Druck langsam nahe dem Äquator zuzunehmen, und die SW-Winde dehnen sich dann langsam über die Chinasee aus. Im Januar und Februar kommen keine Depressionen vor, und während der übrigen Zeit des Jahres tritt ungefähr durchschnittlich monatlich eine auf. In den Sommer- und Herbstmonaten sind sie häufig die Ursache für die Entstehung eines Taifuns oder einer Cyklone kleinern Durchmessers, die muldenförmige Depression verschwindet dann. Im Frühlinge ändern sie sich nicht in Taifune um, der sich nach S ausbreitende NO-Monsun füllt sie aus.

Die grössere Achse der Depressionen liegt von O nach W oder von ONO nach WSW. Die durchschnittliche Breite, in der sie vorkommen, ist vom Juni bis September der 17. Grad N, später treten sie südlicher auf und im November ungefähr in 10. Grad N. Sie scheinen sich nicht von der Stelle zu bewegen, und deshalb können sie drei bis vier Tage an derselben Stelle gespürt werden. Der Barometerstand ist in der Achse ungefähr 2.5 *mm* niedriger als an den Küsten um sie herum. An den Küsten wehen leichte Winde entgegen der Bewegung der Uhrzeiger. Solche Depressionen sind durch böiges und regnerisches Wetter charakterisiert. Der Wind ist veränderlich und weht häufig in schweren Böen mit starken Regengüssen, selten wurde Donner gehört. In solchen Böen versucht der S-Wind sich nordwärts und der N-Wind sich südwärts auszubreiten, gelingt dies mitten in der Chinasee, so entsteht ein bewegliches Sturmzentrum, ein Taifun bildet sich. Natürlich wird sich eine Cyklone häufiger nahe dem W- oder dem O-Ende der langgestreckten Depression ausbilden, im W-Ende fehlt zu einer Cyklone ja nur die O-Seite und im O-Ende nur die W-Seite, hier brauchen ja nur die N-Winde, bezw. die S-Winde an der einen Seite durchzustossen. In solchen Fällen entstehen aber nur Cyklone oder Taifune kleinern Durchmessers.

Wenn sich eine muldenförmige Depression vom S von Hainan durch den Bashikanal bis in den Stillen Ozean erstreckte, und die NO- und SW-Winde an jeder Seite davon frisch oder hart wehten, so hat man oft irrtümlich, bevor sich noch ein Taifun ausgebildet hatte, zwei Taifune, von denen der eine in der Chinasee, der andere im Süden Japans sein sollte, angenommen.

Der heftige Regen ist natürlich nicht die Ursache der Erscheinung, denn der Regen selbst wird durch die in der Achse dieser Depressionen aufsteigende Luft verursacht. Der sich zu Regen verdichtende Wasser-

dampf macht Wärme frei und bringt so das Barometer vor einer Böe zum Steigen. Es kann kein Zweifel darüber sein, dass die Menge Wasserdampf, welche vielleicht zu 250 *mm* Regen pro Tag verdichtet wird, für die Dauer der Depressionen von Wichtigkeit ist. Dieser Regenfall ist von dem im SW-Monsune durchaus verschieden, der sich über eine grosse Fläche ausbreitet und daher nicht auf einem Flecke einen niedern Druck erzeugen kann, der von Gebieten mit höherem Drucke umgeben ist.

Es ist ziemlich schwer zu entscheiden, ob eine Depression, deren Vorhandensein festgestellt ist, ein Taifun ist oder nur eine unbedeutendere Cyklone, doch wenn folgende Anzeichen beobachtet werden, hat man es sicher mit einem Taifun zu thun; eine kleinere Depression hat weniger ausgeprägte Merkmale.

Die frühesten Zeichen für einen Taifun sind Cirruswolken, welche feinen Haaren, Federn oder feinen, bleichen, weissen Wollbüscheln gleichen und von O oder ungefähr aus dieser Himmelsrichtung kommen und nach N ziehen. Dazu treten ein langsames Steigen des Barometers, klares und trockenes, aber heisses Wetter, Windstille oder sehr leichte Winde. Steigen die Cirruswolken von W auf, so hat man es mit einem Taifune nicht zu thun, kommen sie von S her, so kann mehr als 600 Meilen südlich ein Taifun sein. Dieses schöne Wetter dauert tagelang an, und der Taifun in grosser Entfernung ist rund herum die Ursache für schönes Wetter und trägt daher zur Sicherung der Schiffe auf See bei — eine Thatsache, welche nicht hinreichend von den Seeleuten gewürdigt wird.

Die Cirruswolken erscheinen, oft in Gestalt von Schäfchen, in 1500 engl. Meilen Entfernung von einem Taifune. Sie zeigen, dass Wasserdampf ca. sechs Meilen (10 *km*) in die Atmosphäre durch den aufsteigenden Luftstrom emporgetrieben ist. Das Barometer steigt gewöhnlich innerhalb 600 Meilen, und die Temperatur erhebt sich in Hongkong im Mittel für 24 Stunden auf 27° C. Höfe um Sonne und Mond, Meerleuchten und herrliche Sonnenuntergänge mit starker Abendröte werden häufig vor Taifunen beobachtet.

Die Cirrusstreifen gehen gewöhnlich von der Richtung aus, in der sich das Taifunzentrum befindet. Eine zunehmende Dünung wird in einer Entfernung von 300—600 Meilen oder noch weiter vom Zentrum beobachtet. Diese Erscheinung hängt jedoch sehr von der Lage des zunächst liegenden Landes und besonders davon ab, ob sich zwischen dem Beobachter und dem Taifunzentrum Land befindet oder nicht. Die Dünung geht von den schweren Seen aus, welche einen Taifun begleiten, und welche die wirkliche Gefahr für die Schiffe abgeben, die gewöhnlich wohl befähigt sind, der Stärke des Windes standzuhalten. Da die Geschwindigkeit der Wellen viel grösser ist als die Geschwindigkeit des Zentrums, so leistet die Dünung oft grosse Hilfe bei der Ermittelung eines Taifuns, jedoch scheint es, als ob die Dünung nicht genügt, um die Lage des Zentrums zu ermitteln; immerhin kann die Dünung die Richtung

des Ortes angeben, an dem der Taifun war, als der Wind die Wellen, welche Ursache für die Dünung waren, erzeugte. So ist z. B. nördlich von Formosa, d. h. zwischen der O-Küste von China und SW-Japan gewöhnlich, wenn sich ein Taifunzentrum von SO oder O nähert, eine schwere See, ja, selbst wenn das Zentrum auch noch in weiter Ferne ist, geht die See dort schon sehr hoch. Eine schwere Kreuzsee ist also ein sicheres Kennzeichen für einen Taifun, nur nicht an felsigen Küsten, an denen eine solche See durch Reflektion der Wellen erzeugt werden kann. Rund um das Taifunzentrum herum wehen sehr starke Winde aus allen Richtungen, sie bringen Wellensysteme hervor, die sich durchkreuzen und die Entstehungsursache für die sich so weithin fühlbar machende Kreuzsee abgeben.

In einer Entfernung von ca. 600 Meilen vom Zentrum ist der Himmel oft halb von Kumulus bedeckt, über dem man Cirrokumulus bemerkt, der Himmel selbst erscheint häufig bleich von Cirrostratusschleier. Südlich und südwestlich und ca. 200 Meilen und weiter vom Zentrum treten Gewitter und Kumulostratus auf; sie mögen auch westlich und östlich vom Zentrum vorkommen, aber dort sind sie selten, besonders während des NO-Monsuns. In der That scheint der Glaube der Chinesen, dass an Orten, an denen ein Gewitter beobachtet wird, kein Taifun auftreten kann, wohl begründet zu sein. Wenn Donner und Blitz im N eines Zentrums beobachtet wird, so fällt nur wenig oder kein Regen. Die alten Erzählungen von Taifunen mit Donner und Blitz müssen daher wahrscheinlich als blosse Gewitter gedeutet werden, während anderseits das Brüllen von Wind und Wogen in einem Taifune leicht für Donner gehalten wird.

Kommt das Zentrum näher als 500 Meilen heran, so wächst die Bewölkung, und das Barometer beginnt langsam zu fallen (selten mehr als 2.5 *mm* in 24 Stunden). Die Luft wird dann drückend, ein dünner Nebel macht sich in den Morgenstunden bemerkbar, und der Himmel bekommt ein drohendes, dunstiges Aussehen. Das Wetter ist sehr ungesund und drückend, und viele Leute können der hohen Nachttemperatur wegen nicht schlafen. Gewürm aller Art, wie Schlangen, Spinnen, Käfer und Taifunfliegen sind fortgesetzt in Thätigkeit.

In ca. 300 Meilen (oder in verschiedenen Taifunen zwischen 200 und 400 Meilen) vom Zentrum ist eine schwere Kreuzsee, welche früher als der Wind einsetzt und länger wie dieser anhält. In ca. 250 Meilen von der Front des Zentrums umzieht sich der Himmel völlig, und die Temperatur fällt infolgedessen.

Circa 200 Meilen vom Zentrum entfernt fällt die Temperatur rasch, weil der Himmel nun von schwerem Kumulus ganz bedeckt ist. Bisweilen wird dann in der Front des Zentrums die Luft ganz abnorm trocken, und der Himmel bekommt gleichzeitig ein eigentümliches schwarzes und drohendes Ansehen. Auch der Wind ist

stärker geworden, er weht gewöhnlich in der Stärke einer starken Brise, die in den Böen bis zu mässigem Sturme anschwillt, aber das hängt von der Lage des Zentrums ab. Gewöhnlich ist der Wind in dem Halbkreise rechter Hand am stärksten und der Seegang ungemein hoch.

200 Meilen im N und 150 Meilen in der Front und im S des Zentrums beginnt heftiger Regen zu fallen, und in 60 Meilen (oder in 60—150 Meilen) Entfernung giesst es in Strömen. Die Temperatur nahe dem Zentrum ist in Hongkong oft 25—26° C. und über der Chinasee 24° C.; einzeln wurden an Bord eines Schiffes 28° C. beobachtet.

Die Ausdehnungsgebiete der Taifune sind sehr verschieden an Grösse. Nahe dem Lande sind die starken Winde oft so unregelmässig verteilt, dass an einer dem Zentrum nähern Stelle eine geringere Windstärke beobachtet werden kann als an einer entferntern. Das Herannahen des Zentrums wird nach dem Fallen des Barometers und dem Anwachsen in der Stärke der Böen beurteilt.

Keinerlei Schlüsse lassen sich mit Sicherheit aus dem Ablesen des Barometers auf die Entfernung des Zentrums ziehen. Die Ablesungen differieren in den während desselben Monates anlaufenden Taifunen und sind ebenfalls verschieden in den verschiedenen Monaten (die Ursache davon liegt in der jährlichen Veränderung im mittlern monatlichen Luftdrucke). Im Mittel von mehrern Taifunen wurden folgende Werte in Hongkong festgestellt:

in 40 Meilen Entfernung	744.2 *mm*	
» 100 » »	746.7 »	und
» 200 » »	749.3 »	

Die Stärke des Windes richtet sich ebenfalls nach der Ausdehnung des Taifuns. Als Mittelwerte hat man erhalten:

Stärke	12	11	10	9	8	7	6	5	
in	35	50	75	110	145	180	220	250	Meilen Entfernung vom Zentrum,

jedoch wird oft schon in einer Entfernung von 300 Meilen vom Zentrum Stärke 6 beobachtet, dann schwillt die Windstärke entsprechend der Annäherung an das Zentrum an.

In 2—15 Meilen vom Zentrum tritt Windstille oder doch nahezu Windstille ein. Der Himmel klärt gewöhnlich mehr oder weniger im Zenithe auf, er ist dort nunmehr noch von leichten Wolken oder Dunst bedeckt, durch die die Sonne oder glänzende Sterne sichtbar werden. Die See scheint oft wie in einem Kessel zu kochen, ihre Oberfläche ist in Schaum verwandelt, und eine Menge Luft, die von den Wogen aufgenommen wurde, entweicht nun unter dem geringern Drucke in das »Auge des Taifuns« hinein. Die See ist haushoch und hohl, aber zuweilen beruhigt sie sich unter Land, wenn der Stillendurchmesser über 20 Meilen gross wird. Eine Menge Seevögel oder näher der Küste auch Landvögel, Schmetterlinge und andere Seevögel bedecken ein Schiff, das in das Zentrum geraten ist. Das Stillenzentrum, um das herum der Wind kreist, fällt nicht immer

genau mit dem niedrigsten Luftdrucke, dem Zentrum der Isobaren zusammen. Man hat feststellen können, dass das Stillenzentrum einige 20 Meilen hinter dem niedrigsten Luftdrucke liegt, das ist aber nicht immer der Fall, und das Gegenteil ist schon wiederholt beobachtet worden. Sehr trügerische Stillen kommen im Gebiete eines Taifuns vor. Sie dauern bisweilen lange genug, um für das Stillenzentrum gehalten zu werden, aber wenn der Wind wieder auffrischt, so kommt er wieder nahezu aus derselben Richtung wie vorher. So findet man zeitweilig im Sommer bei Taifunen, welche sich west- oder nordwestwärts in der Chinasee bewegen, einen Strich, einige 60 oder 70 Meilen hinter oder südlich vom Zentrum, in dem die Windstärke bis auf eine frische oder starke Brise zurückgeht. Dann nimmt die Stärke wieder schnell zu, so dass es ein paar hundert Meilen weiter stärker wie in diesem Striche weht. Der Durchmesser des Stillenzentrums ist in einer niedern Breite im Sommer ca. vier Meilen breit, und die von allen Seiten hereinbrechende See ist haushoch, nördlicher jedoch und später im Jahre erreicht derselbe einen Wert von 40—50 Meilen. Die See beruhigt sich dann oft mit dem Winde, der Charakter des »Auges des Taifuns« ist aber weniger ausgeprägt. In dem Stillenzentrum hört der Regen auf, in einzelnen Fällen aber wurden wolkenbruchartige Regen beobachtet. Auf dem chinesischen Festlande ist das »Auge des Taifuns« niemals gesehen worden.

Wenn der Wind in einem Taifune an Stärke zunimmt, so geschieht dies stossweise, und das Barometer steigt dabei. Hat der Wind die Stärke 11 erreicht, so stellen sich heftige Böen, deren Dauer oft zehn Minuten beträgt, ein, während das Barometer in Schwankungen von ungefähr 2.5 *mm* auf und ab geht. Die Quecksilbersäule steigt oft sprungweise. Dreht sich der Wind in einer Böe, so fällt es und steigt wieder plötzlich, wenn der Wind in nahezu die alte Richtung zurückdreht. Während dieser Böen fällt in wenig Minuten eine enorme Menge Regen. Die Temperatur fällt und steigt um den Bruchteil eines Grades oder mehr. Der Wind kehrt nie völlig in die alte Richtung zurück, nur in der Front des Zentrums geschieht dies. Ist das Zentrum sehr nahe herangerückt, so wird dies durch eine mächtige Böe angezeigt, in der die Richtung des Windes sich beträchtlich ändert, und das Barometer zu steigen beginnt. Die Böen scheinen durch eine Auf- und Abbewegung der Luft verursacht zu werden. Wenn die Luft herniedersteigt, verdunsten die Regentropfen in der heissen Schicht über der Erdoberfläche und verursachen ein Anwachsen der Spannung des Wasserdampfes, das Barometer beginnt — nach einem durch Verdunstung herbeigeführten Falle — zu steigen. Der Wind dreht auf die Richtung des Oberwindes zu, die sich aus der Zugrichtung der Wolken feststellen lässt. Nun beginnt die Luft aufzusteigen, und ein wolkenbruchartiger Regen, der durch die in den obern kühlern

Schichten verdichteten Wasserdampfmassen verursacht wird,. ist die Folge.

Das Barometer fällt — nach einem durch die Verdampfungswärme verursachten Steigen — infolge des Aufhörens des Druckes des Wasserdampfes, der zu Regen verdichtet ist, und der Wind nimmt die Richtung wieder auf, welche durch das Depressionszentrum bedingt ist, denn das letztere ist in einem Taifune so gross, und die Gradienten nahe dem Zentrum sind so steil, dass Teilminima niemals in der Chinasee aufgetreten sind.

Es ist eine Thatsache, dass den Schiffen mehr Schaden durch die furchtbaren Seen als durch den Wind zugefügt wird. Glücklicherweise machen die Schiffsführer ausgiebigen Gebrauch von der Benutzung des Öles zur Beruhigung der Wellen.

An der Küste wird vielleicht ebensoviel Schaden durch den Regen wie durch den Wind verursacht, jedoch kommt hier eins zum andern hinzu. Der Wind, der von allen Seiten in das Zentrum des Taifuns hineinbläst, hebt dort den Meeresspiegel dergestalt, dass dies zur Entstehung einer furchtbaren See Anlass giebt. Nähert sich eine solche Sturmwoge der Küste um die Zeit von Hochwasser, was ziemlich häufig geschieht, so steigt das Meer und ist im stande, ausgedehnte und zerstörende Überschwemmungen zu verursachen, zumal die Wogen, welche auf See 9 *m* oder höher sein mögen, beim Auflaufen auf seichte Küsten eine Höhe von 18 *m* und mehr über den Meeresspiegel erreichen können.

Die Einbiegung des Windes in einem Taifune hängt von dem Monsune ab. Im Mai, Juni, Juli und August ist der Richtungsunterschied zwischen dem Winde — der Richtung, aus der er kommt — und der Lage des Zentrums in der Front 11 Strich, im Quadranten rechter Hand $10^1/_2$ Strich, an der Rückseite des Zentrums 12 Strich und im Quadranten linker Hand $11^1/_2$ Strich; im September, Oktober und November beträgt die Grösse des Winkels in der Front 11 Strich, im Quadranten rechter Hand $11^1/_2$ Strich, im Rücken 12 Strich und im Quadranten linker Hand 11 Strich. Der Monsun bläst also in das Zentrum hinein und beeinflusst die cyklonischen Winde. Der Wind weht vor der Front des Zentrums quer über die Zugstrasse; an der Rückseite ist der Wind mehr auf das Zentrum zu gerichtet, auch ist dort die Stärke grösser wie an der Vorderseite.

Ferner hängt der Winkel von der Entfernung vom Zentrum ab: in einer Entfernung von 25 Meilen ist er $10^1/_2$ Strich (sehr unbestimmt), von 75 Meilen 11 Strich, von 125 Meilen 12 Strich, in Entfernungen von über 300 Meilen mag der Richtungsunterschied zwischen Windrichtung und Zentrumslage 15 Strich (sehr unbestimmt) betragen. Endlich ist auch eine Abhängigkeit der Grösse des Winkels von der Breite nachgewiesen, wenn sich diese auch südlich von Nord-Formosa nicht verfolgen lässt. Unter 30° N ist der mittlere

Winkel auf ungefähr 10 Strich festgelegt, und jenseits von Japan wird wahrscheinlich 9 Strich richtig sein.

Diese Regeln treffen jedoch in der Nähe einiger Küsten nicht zu, zumal wenn das Zentrum nicht recht geschlossen ist. Längs der S-Küste von China herrscht oft ein kräftiger O-Wind, wenn ein Taifun die Chinasee durchkreuzt. Der Wind weht durch den Balintang-Kanal in die Chinasee hinein und längs der S-Küste von China als O-Wind. Wenn nun das Zentrum südwärts in der Entfernung von einigen hundert Meilen vorübergeht, so erinnert dies zunächst an den NO-Monsun, aber es weht um so stärker, je mehr der Druck abnimmt, während im NO-Monsune es um so stärker weht, je höher der Druck steigt. In der nördlichen Einfahrt in den Formosa-Kanal, die eine der windigsten Gegenden der Erde ist, herrscht oft ein frischer NO, wenn ein Taifun sich im S westwärts bewegt. Nahe der Küste von Annam weht der Wind gern aus nördlicher Richtung. Dieser Einfluss der Küstenlinie begünstigt an gewissen Orten zu Zeiten die Ausbildung eines Taifuns. So stösst sich, wenn der NO-Monsun längs der S-Küste von China und längs der Küste von Annam N-Wind weht, der (nach rechts abgelenkte) SW-Monsun an der Insel Palawan und wird in eine südlichere Richtung auf die W-Küste von Mindoro zu abgelenkt. Unter solchen Verhältnissen haben sich dort und auf ähnliche Weise auch an der SO-Seite von Hainan Taifunzentra ausgebildet. Diese Küste ist einerseits starken O-Winden aus dem Ballingtang-Kanale, anderseits aber, wenn der Luftdruck am Äquator hoch ist, den SW-Winden ausgesetzt.

Sehr niedrige Wolken bewegen sich in einem Taifune mit dem Winde, höhere Wolken aber in der Front und an den Seiten um das Zentrum herum, an der Rückseite werden sie mehr auf das Zentrum zu gezogen. Eine schwere Regenwolke, welche in Lee vorüberzieht, verursacht heftige Böen, in denen der Wind ausschiesst und wieder zurückdreht.

Der Wind weht von einem Orte höhern Luftdruckes nach einem Orte niedern Luftdruckes, er wird aber auf der nördlichen Halbkugel nach rechts abgelenkt. Die Stärke des Windes hängt in erster Reihe von der Grösse des barometrischen Gefälles oder von dem Gradienten ab, d. h. von dem Druckunterschiede in Millimetern für die Entfernung von 111 *km* oder von einem Äquatorgrade. Die Windstärke hängt ferner ab von der Temperatur, je heisser die Luft ist, um so grösser wird sie. Von Einfluss auf die Windstärke ist auch die Bahn, die der Taifun einschlägt, und die Einbiegung der Windbahnen. Die Windbahn nähert sich im allgemeinen einer logarithmischen Spirale. Ein Gradient von 1 *mm* entspricht der Stärke 4, von 2 *mm* der Stärke 6, von 3 *mm* der Stärke 7, von 4 *mm* der Stärke 8, von 5 *mm* der Stärke 9, von 7—8 *mm* der Stärke 10, von 9—11 *mm* der Stärke 11 und von 12 *mm* und darüber der Stärke 12.

Ein häufig vorkommender steiler Gradient ist 33 *mm*, noch steilere Gradienten kommen selten vor, der steilste jemals gemessene Gradient von 100 *mm* fand sich in einer niedern Breite des Stillen Ozeanes. Diesem Gradienten entspricht eine Windgeschwindigkeit in Meereshöhe von ungefähr 160 Meilen pro Stunde oder 72 *m* pro Sekunde. Solche Geschwindigkeiten sind in starken Taifunen in einer Höhe von 600 *m* nicht ungewöhnlich. Erreicht der Wind in einer Cyklone eine Stärke von 80 Meilen pro Stunde = 36 *m* pro Sekunde, so nennt man sie ein Taifunzentrum. Es folgt daraus, dass in den verschiedenen Taifunen grosse Unterschiede in den Windstärken beobachtet werden, Unterschiede, welche so gross sind, wie die zwischen einer Windstille und einem Sturme von nahezu Taifunstärke.

Bei einem Taifune muss dafür Sorge getragen werden, dass am Hause die Fenster und Thüren fest verschlossen sind. Ist dies der Fall, so hört man nur ein furchtbares Heulen und Pfeifen des Windes, während der Regen durch die kleinsten Ritzen und Spalten hindurchfegt. Hat man die Fenster nicht durch Läden gesichert, so zerbricht der Wind oft eine Scheibe, und seine zerstörende Kraft macht sich nun geltend. Das Dach fliegt oft zuerst davon. Man glaubt vielfach, dass der Luftdruck aussen so schnell fällt, dass er im Innern des Hauses viel höher ist als draussen — der Dachstuhl soll daher durch eine Art Explosion weggerissen werden. Zu diesem Glauben liegt keinerlei Grund vor, es ist vielmehr anzunehmen, dass der Wind in den Böen eine solche Stärke entfaltet, dass er durch Fenster, Thüren und Dachstuhl hindurch zu brechen im stande ist. Ein Ausgleich zwischen dem Luftdrucke im Hause und aussen lässt sich doch auch leicht dadurch herbeiführen, dass Kamine und Schornsteine offen gehalten werden.

In vielen Taifunen fällt der auf 0° und auf Meereshöhe reduzierte Luftdruck nicht unter 731.5 *mm*, in andern aber bis 723.6 *mm*. Tiefere Barometerstände werden selten beobachtet, wenngleich sie noch bedeutend niedriger vorkommen können.

Kein Taifun steht still. Sobald er sich ausgebildet hat, wird er durch den vorherrschenden Wind vorwärts getrieben, daher sind denn auch die Isobaren gestreckt, nur nicht dicht um das Zentrum, weil dort der vorherrschende Wind wegen der Heftigkeit der Windbewegung um das Rotationszentrum herum diesen Einfluss nicht mehr auszuüben im stande ist. Nur in einem an einer Stelle festliegenden Taifune würden die Isobaren kreisförmig verlaufen können. Die Vorwärtsbewegung eines Taifuns geschieht derart, dass er den hohen allgemeinen Luftdruck zur rechten Hand hat. Er weicht vor den Gebieten hohen Druckes zurück und nähert sich den Gebieten niedern Druckes. Viele der Taifune, welche sich im Grossen Ozeane im Osten der Philippinen oder von Formosa bilden, bewegen sich zunächst westwärts, später nach NW, dann nördlich und nordöstlich, und jenseits von Japan pflanzen sie sich in östlicher Richtung fort.

Die Ursache für dieses Umbiegen im Sinne der Bewegung des Uhrzeigers ist das Hochdruckgebiet im nördlichen Grossen Ozeane. Treten dort zwei Taifune gleichzeitig auf, so gehen sie umeinander nach entgegengesetzten Richtungen herum, d. h. sie weichen in diesem Falle von der Regel ab, das Hochdruckgebiet zur rechten Hand zu lassen. In der Chinasee findet sich zuweilen zwischen Hochdruckgebieten in China und dem südlichen Teile der Chinasee eine Mulde niedern Luftdruckes. Ist zu solchen Zeiten ein Taifunzentrum im Stillen Ozeane, nicht zu fern von dieser Mulde, so wird es in diese hineingezogen und folgt ihr, weil die auf jeder Seite von ihr wehenden Winde demselben Gesetze unterworfen sind, wie die um das Taifunzentrum wehenden.

Während der Taifunzeit folgen die Taifune meist schnell aufeinander, so dass oft mehrere gleichzeitig an verschiedenen Stellen der ostasiatischen Gewässer zu finden sind. Es kommen aber auch Zeiten vor, in denen sich in mehrern Wochen kein einziger zeigt, wenngleich eine längere Pause im August und September zu den Seltenheiten gehört.

Die Taifune im Stillen Ozeane bewegen sich oft in parabolischen Bahnen, doch ist das bei denen der Chinasee nicht die Regel. Die Ursache hierfür muss in der Verteilung von Land und Wasser gesucht werden. Die Taifune der Chinasee biegen nicht regelmässig um, d. h. sie bewegen sich durchaus nicht alle nordostwärts, nachdem sie vorher eine nordwestliche und nördliche Richtung eingeschlagen haben. Einige von ihnen verschwinden thatsächlich in der Chinasee, nachdem sie eine Biegung nach SW ausgeführt haben, andere biegen zwischen 20°—40° N und 115°—130° O um. Das Middle Dog Lighthouse am nördlichen Eingange in den Formosa-Kanal ist das Zentrum für das Zurückbiegen der Taifune, wenn man von denen, die in der Chinasee umbiegen, absieht. Für ein Schiff, das in einem Taifune war, ist wenig Wahrscheinlichkeit vorhanden, dasselbe Zentrum nach dem Zurückbiegen wieder zu treffen. Es kann dies wohl dann im Grossen Ozeane vorkommen, wenn das Schiff beim ersten Zusammentreffen mit dem Taifune rund um das Zentrum herumgetrieben ist.

Die Taifunzentren werden, sobald sie das Festland erreicht haben, mehr oder weniger ausgefüllt, sie sinken dann zu unbedeutenden Depressionen herab oder verschwinden gänzlich. Sie laufen oft niedrige Küstenstriche an, so z. B. die Lei-tschau-Halbinsel, die Gegend um Hailing-schan, die Mündung des Cantonflusses u. s. w. Die Taifune entstehen über der See in heissen, an Wasserdampf reichen Gegenden, die Stürme in Nordchina aber in höherer Luft über dem Festlande, durch das sie hindurchziehen. Sie scheinen nicht so rasch an Stärke zuzunehmen, wenn ihr Zentrum das Meer erreicht, wie dies die Taifune thun. Inseln — wie z. B. Formosa mit seinen hohen Bergen — wirken nicht sehr auf den Weg eines Taifunes ein, obgleich sie bis zu einem gewissen Grade bestrebt

sind, seine Kraft zu brechen, wie dies hauptsächlich bei den Taifunen hervortritt, die lange über den südlichen Philippinen verharren, oder die über Formosa von S nach N hinziehen. Dem gegenüber haben offene Wasserstrassen, wie beispielsweise der Balintang-Kanal, der Formosa- und der Korea-Kanal, einen viel grössern Einfluss auf die Zugstrasse eines Taifuns. Es wurde schon hervorgehoben, dass die Fortbewegung des Taifuns durch den zur Zeit über der Erdoberfläche wehenden Wind veranlasst wird.

Nun weht aber der Wind durch Wasserstrassen, welche an beiden Seiten hohe Berge haben, mit solcher Stärke, dass die Taifune von ihrer bisherigen Bahnrichtung abgelenkt werden, und ihr Lauf beschleunigt wird. Dies beobachtet man in der Chinasee dann, wenn sich das Zentrum, nordostwärts sich langsam fortbewegend, dem Balintang-Kanale nähert, es biegt plötzlich westwärts ab und bewegt sich mit vielleicht der dreifachen Geschwindigkeit auf Hainan zu. Auch solche Zentra, welche in den Formosa-Kanal oder in den Korea-Kanal gelangen, werden durch die starken NO-Winde von ihrer bisherigen Zugrichtung abgelenkt und zu vermehrter Geschwindigkeit angetrieben. Solange der SW-Monsun kräftig genug ist, bewegen sich die Taifune in nördlicher Richtung, und es ist schon recht spät im Jahre, wenn es dem NO-Monsune möglich wird, die Zentra in der Chinasee südwestwärts fortzubewegen.

Die durchschnittliche Fortpflanzungsgeschwindigkeit eines Taifunzentrums ist unter 11° N 8 *km* pro Stunde, unter 30° 10.5 *km*, unter 15° 13 *km*, unter 20° 14.5 *km*, unter 25° 18 *km*, unter 30° 22.5 *km* und unter $32\frac{1}{2}°$ 27.5 *km*. Südlich vom 13. Grade ist die Fortpflanzungsgeschwindigkeit wenig veränderlich, sie wird um so wechselnder, je nördlicher sich die Zentra befinden. So schwankt sie unter $32\frac{1}{2}°$ N zwischen 10 und 58 *km* pro Stunde, so dass man, wenn man dort auf einen Taifun stösst, über die Geschwindigkeit, mit der er sich fortpflanzt, sehr im Unklaren ist. Wir haben bisher näher dem Äquator als 9° N kein Taifunzentrum verfolgen können, doch lassen sich sehr langsam fallendes Barometer, böiger SW, grobe See und Dünung zu Zeiten bis nahe an den Äquator heran konstatieren.

Der herrschende Wind treibt nicht allein den Taifun auf seiner Bahn vorwärts, er wird dabei durch den um das Zentrum wehenden Wind unterstützt. Die Cyklonbewegung veranlasst, dass der Wind im Halbkreise rechter Hand (dem gefährlichen) sich mehr um das Zentrum herumbewegt als in dem Halbkreise linker Hand, in dem der Wind weniger stark ist und mehr auf das Zentrum zubiegt, in noch erhöhterem Masse aber weht an der Rückseite der Wind in das Zentrum hinein. Dies ist auch der Grund dafür, dass im Rücken des Zentrums das Wetter noch schwerer ist, als es schon bei Annäherung an dasselbe ist.

In einer Höhe von noch nicht 0.8 *km* über dem Meeresspiegel verschwindet die Einbiegung des Windes auf das Zentrum zu durch-

gängig in allen Quadranten ganz, nur an der Rückseite weht dort der Wind noch auf das Zentrum zu. Es ist sicher der Wind in dieser Höhe, der den Taifun vorwärts treibt, denn in jedem Jahre giebt es im Herbste Taifune, welche sich gegen den NO-Monsun bewegen, wir wissen aber auch, dass jener Monsun sehr seicht ist, und dass über ihm SW-Wind weht. Diese Taifune verschwinden bisweilen plötzlich, augenscheinlich dann, wenn der NO-Monsun an Tiefe und Stärke zunimmt.

Noch höher aufwärts bewegt sich die Luft, welche auf das Zentrum zu gezogen und in die Höhe gehoben war, über dem Striche, in dem es regnet, vom Zentrum weg. Da die Reibung der Luft gegen Luft unter niederem Drucke unbedeutend ist, so stürzt sie zuweilen mit solcher Geschwindigkeit davon, dass sie veranlasst, dass die obere Luft in die zentrale Kalme hineingesogen wird. Dies ist der Grund, weswegen der Himmel über dem »Auge des Sturmes« aufklärt.

Taifune, welche im Grossen Ozeane in niederer Breite (z. B. 13° N) entstehen, haben bei geringem Durchmesser gewaltige Windstärken. Die Isobaren verlaufen nahezu kreisförmig, da sich das Zentrum sehr langsam fortbewegt, die Abweichung des Windes beträgt überall 45°. Sowie die Taifune eine höhere Breite erreichen, nimmt ihr Durchmesser an Grösse zu, und die Heftigkeit des Windes in der Nähe des Zentrums nimmt ab, und es ist dann kein Merkmal mehr vorhanden, sie von den in nördlichen Breiten erzeugten Sturmzentren zu unterscheiden. Dies macht es sehr unwahrscheinlich, dass letztere aus Ursachen entstehen, welche von denen, die einen Taifun hervorrufen, verschieden sind.«

Über Böen und Tornados verbreitet sich M. E. Durand-Gréville:[1])

„In den dem Wärmeäquator benachbarten Gegenden richten sich die obern Cirren, die Gewitter, die Depressionen oder Zyklonen nach der allgemeinen Bewegung der Atmosphäre und ziehen dementsprechend von O nach W. In den gemässigten Zonen ändert sich diese Richtung ein wenig mit der Breite: sie ist im allgemeinen eine westöstliche, mit einer deutlich ausgesprochenen Tendenz gegen NO in der Nähe der Wendekreise, in höhern Breiten bei sonst gleichen Verhältnissen ein wenig gegen N gerichtet im Sommer, ein wenig mehr gegen O gerichtet im Winter, eine Folge der Bewegung des Wärmeäquators, welcher der Sonne folgt.

Für die Tromben und Tornados hatte man schon seit langem ihre mittlere Bewegungstendenz gegen O und NO bemerkt. Das Beobachtungsregister über 600 Tornados, welches John Finley publiziert hat, gestattet, dies näher zu präzisieren. Unter 383 Tornados, bei welchen die Richtung notiert wurde, zeigten eine Richtung gegen

NO	SO	ONO	O	NNO	OSO	SSO
304	35	15	15	6	5	3

Diese Zahlen sind kaum auf mehr als einen halben Oktanten (22.5°) genau, sie genügen aber, um in sehr befriedigender Weise eine Übereinstimmung in den Bewegungen der Tornados mit den Gewittern, obern Cirren und den Zyklonen der gemässigten Zone zu erweisen. Es ist schwer

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1897 Heft 1.

anzunehmen, dass diese Übereinstimmung ein zufälliges Zusammentreffen sein sollte. Selbst wenn die Richtungen nur auf etwa einen halben Oktanten genau sein sollten, so bliebe nur eine Wahrscheinlichkeit $^1/_{16}$ dafür, dass das Zusammentreffen ein zufälliges wäre. Es existiert aber zwischen der mittlern Geschwindigkeit der Tornados und jener der Depressionen noch eine andere ebenso vollkommene und noch erstaunlichere Übereinstimmung, welche sich auf die Beobachtungen von zwei gleich gewissenhaften, aber ganz unabhängig voneinander, ohne vorgefasste Meinung arbeitenden Forschern gründet.

Finley hat die mittlere Geschwindigkeit der Tornados zu 30 englischen Meilen pro Stunde ermittelt, anderseits hat Loomis für die mittlere Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Zyklonen 26 englische Meilen pro Stunde gefunden. Die Differenz zwischen beiden Zahlen ist nur $^1/_8$. Es ist wahr, dass die Monate April bis Juli, in welchen die Tornados am häufigsten auftreten, nicht jene sind, in denen die Depressionen sich am raschesten bewegen, wir dürfen aber nicht vergessen, dass die Geschwindigkeit der Depressionen aus dem 24stündigen Mittel berechnet wurde. Wenn man den Tag in drei Teile teilt durch 7 h 35 m vormittags, 4 h 35 m nachmittags und 11 h nachts, bemerkt man, dass in allen Monaten des Jahres ohne Ausnahme die Geschwindigkeit während der zweiten Periode (nach 4 h 35 m nachmittags), d. i. zur Zeit der grössten Häufigkeit der Tornados, jene der beiden andern Zeitabschnitte um 25 % und selbst 32 % übersteigt. Die kleine Abweichung der Tornado-Geschwindigkeit erklärt sich also leicht, wenigstens zu einem guten Teile. Der übrigbleibende Rest überschreitet keineswegs die Genauigkeitsgrenzen der Beobachtung.

Das ist aber nicht alles. Nach Finley war die Minimalgeschwindigkeit für die Tornados 12 Meilen pro Stunde, für die minimale Geschwindigkeit der Depressionen nach 24stündigen Mitteln fand Loomis 9.5 Meilen. Die notierten Maxima waren für die Tornados 60 Meilen, für die Depressionen 57.5.

Es besteht somit eine sehr bemerkenswerte Übereinstimmung in vier verschiedenen Punkten: Richtung, Minimal-, mittlere und Maximal-Geschwindigkeit. Dieses Zusammentreffen kann kein zufälliges sein, ja die Wahrscheinlichkeit für das zufällige Zusammentreffen wäre nur, wenn sie selbst für jedes derselben 1 : 5 wäre, für die Verbindung von allen vieren $1 : 5^4 = 1 : 625$.

Die lokalen Existenzbedingungen für die Tornados und Gewitter. Man hat schon lange beobachtet, dass die wärmsten Tagesstunden und Jahreszeiten am günstigsten für die Bildung von Tornados und Gewittern sind. Finley hat für die Eintrittszeit der Tornados, deren Erscheinungszeit angegeben war, folgende Häufigkeitszahlen gefunden:

Zwischen	Min.–2 vorm.	2 vorm.–4	4–6	6–8	8–10	10–mittg.	mittg.–2 nachts	2 nachts–4	4–6	6–8	8–10	10–Min.
Zahl der Tornados	2	7	1	5	0	5	8	40	102	39	15	8

Fügen wir noch hinzu, dass unter den Tornados, deren genaue Eintrittszeit nicht ermittelt wurde, 207 nachmittags eintraten. Das Maximum fällt zwischen 4 und 6 nachts. Man erkennt, wie nahe diese Ziffern jenen der Gewitterhäufigkeit kommen.

Was die Verteilung auf die Jahreszeiten betrifft, so wurden die folgenden Zahlen für die Gewitter und Tornados gefunden:

Häufigkeit der Gewitter und Tornados.

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
Schweden und Norwegen (Gewitter)	1.9	0.5	0.4	1.4	11.2	23.9	31.3	22.4	9.3	3.3	1.4	1.1
Mittel aus St. Louis und Torento (Zahl der Gewittertage)	0.3	0.6	1.5	2.8	4.2	6.8	5.9	4.8	3.7	1.3	0.5	0.4
Neu-England (Zahl der Gewittermelmeldungen-Tage)	1	2	2	4	9	18	27	18	7	3	2	
Tornados	1.2	3.3	6.4	16.7	14.2	17.5	16.8	7.3	8.5	2.6	3.8	1.6

Die Beziehung ist augenscheinlich. Die Gewitter beginnen in Skandinavien nicht genau im Mai wegen der hohen Breite; dagegen steigen die Verhältniszahlen der Gewitter in Amerika und der Tornados der Vereinigten Staaten plötzlich mit April.

Man weiss seit langem, dass eine hohe Temperatur, grosse absolute Feuchtigkeit, eine drückende Luft notwendige Bedingungen für die Bildung von Tornados sind, genau so wie für Gewitter.

Muncke, Belt und Espy waren die ersten, welche annahmen, dass das labile Gleichgewicht durch grosse Erhitzung der untern Luftschichten die lokale Ursache für das Auftreten der Tornados seien. Eine zufällige Erschütterung würde den Umsturz verursachen, welcher den stabilen Zustand wieder herzustellen hat.

Loomis hat in seiner Studie über 31 Tornados bemerkt, dass nicht bloss die Sommer-Tornados, sondern auch jene des Winters entstehen, wenn die Temperatur der untern Luftschichten eine abnorm hohe ist. Die Theorie des gestörten Gleichgewichtes ist lebhaft diskutiert worden. Wir werden aber gleich sehen, was zu ihren Gunsten spricht, dass eine mächtige Erschütterung im allgemeinen mit der Entstehung der Tornados zeitlich zusammenfällt.

Gleichzeitigkeit von Gewittern und Tornados. Da vollkommen identische Bedingungen für das Entstehen der beiden, sonst so verschiedenen Phänomene, wie es Gewitter und Tornados sind, günstig sind, so ist es ganz natürlich, dass beide oft zur selben Zeit auftreten. Es kann Gewitter ohne Tornados (ohne Tromben in Europa) geben, und es giebt auch thatsächlich welche, aber es giebt sozusagen nie Tornados (in Europa Tromben) ohne zahlreiche Gewitter. Schon im Jahre 1882, wahrscheinlich aber 1872 nach der ersten Auflage seiner Wirbelstürme, sagt Reye: »Die Tornados sind so regelmässig von Gewittern begleitet, dass wir, wie Loomis, die jedesmalige Erwähnung dieses Umstandes nicht nötig hielten«.

Finley erklärt, dass in 473 Fällen, in denen der Beobachter sich mit dieser Frage beschäftigte, »der Donner und die Blitze als mit der Entwickelung des Tornados verbunden 425mal gemeldet werden«. In 208 andern Fällen wurden 125 Gewitter vor dem Tornado, 85 darnach, 9 während desselben gemeldet. Auf 176 Fälle mit Hagel fanden 119 Hagelschläge vor, 28 nach und 30 während des Tornados statt.

Gleiche Ursachen von Tornados und Gewittern. Man könnte annehmen, dass bei der sehr häufigen Gleichzeitigkeit der beiden Phänomene es einen notwendigen ursächlichen Zusammenhang zwischen beiden geben müsse.

Zunächst ist nun aber der Tornado nicht ein Resultat des Gewitters, da Finley 49 Fälle ermittelt hat, in welchen vollständiges Fehlen von Blitz und Donner ausdrücklich von den Beobachtern gemeldet wurde. Ebenso ermittelt Finley nur 17 Fälle (unter 600), wo die Elektrizität in der Tornado-Wolke selbst gefunden wurde. Dagegen giebt es vielleicht keinen Fall, wo der Tornado erschien, ohne dass Hunderte von Gewittern gleichzeitig auf dem ausgedehnten Gebiete vorkamen. Ihre Gleichzeitigkeit rührt daher zweifellos von einer gemeinsamen Ursache. Es ist Thatsache, dass die zwei Erscheinungen unter denselben Umständen erscheinen. Der einen wie der andern gehen ein niedriger Barometerstand voraus, wobei die Luft sehr feucht und sehr warm ist; die eine wie die andere weist ein plötzliches Ansteigen des Barometers auf, und gleichzeitig tritt bei ihrem Vorübergange ein heftiger Windstoss auf. Unter 473 Fällen von Tornados waren 410 von einem heftigen Gewittersturme gefolgt. Man wird hieraus sofort schliessen, dass diese Phänomene im Innern von Böen-Bändern auftreten, die Gewitter über grössere Partien, die Tornados in isolierten Punkten längs des Bandes.

Noch ein anderer Beweis dieser Thatsache, dass alles im Innern des Böenbandes auftritt, ist der Umstand, dass der Vorübergang der Tornados, ganz so wie der der Gewitter, von einer starken Temperaturerniedrigung

gefolgt ist. Finley spricht sich über diesen Punkt sehr eingehend aus unter 600 beobachteten Tornados gab es nur 80, bei welchen diese zwei meteorologischen Elemente erhoben wurden; unter diesen 80 Fällen gab es 34, in welchen einfach »kalt« nach dem Tornado gemeldet wurde, und 46 mit der präzisern Bemerkung: »Feuchte und durchdringende Kälte«. Es gab also unter den 80 Fällen keine Ausnahme, die notiert worden wäre.

Fassen wir alles zusammen, so können wir sagen: In den wärmsten Stunden des Nachmittags, besonders wenn die absolute Feuchtigkeit abnorm gross ist, fällt das Barometer langsam, mehr als gewöhnlich, und steigt dann plötzlich; gleichzeitig erhebt sich ein heftiger Sturmwind, und sehr oft geht dem Tornado Regenschauer oder Hagel mit Gewitter voraus, oder die letztern folgen ihm oder begleiten ihn in seltenern Fällen. Nach seinem Vorübergange ist die Luft oft viel feuchter und immer viel kälter. Das ist genau das, was man für die Gewitter konstatiert hat. Ist es nicht augenscheinlich, dass wir es mit einer Böe zu thun haben?

G. Hinrichs, Direktor des meteorologischen Netzes von Jowa, hat, bewogen durch einen anerkennenswerten Lokalpatriotismus und in der Besorgnis, dass die lange Reihe von Tornados, welche Finley für Jowa aufzählt, die Einwanderung daselbst schädigen könne, sich bemüht, nachzuweisen, dass die grösste Zahl von Tornados, die gemeldet wurden, keinen Schaden brachten. Wenn wir dies als richtig annehmen, so hat dies wenig für die theoretische Seite zu bedeuten; aber es bestätigt, dass eine grosse Zahl von Beobachtern Erscheinungen für Tornados nahm, welche einfache geradlinige Stürme waren, »straight blows« ähnlich den spanischen »derechos«. Wir können diese Ansicht nicht im einzelnen prüfen, aber ihre Prüfung ist auch nicht unbedingt notwendig. Seine Karte vom Juli 1883 zeigt, dass die Tornados in Jowa gegen ONO gerichtet sind und die geradlinigen Stürme gegen SO und OSO. Jedermann konnte in Europa konstatieren, dass der Wind der Gewitter und Böen im allgemeinen aus W und selbst aus NW weht, während die Verbreitung der Gewitter und Böen im selben Sinne wie die Depression, d. i. im Mittel aus WSW nach ONO geschieht. Die „straight blows« sind also nichts anderes als Teile eines Böenbandes, in welchen der Wind sehr stark weht, sei es wegen der lokalen Bodenverhältnisse, sei es wegen der Ungleichheit in den Geschwindigkeiten der atmosphärischen Strömungen, denn trotz seiner Kontinuität ist ja das Böenband nichts absolut Homogenes.

Die Karten von John P. Finley. Trotz der fast absoluten Sicherheit der Thatsache, dass die Tornados immer wie die Gewitter in einem Böenbande entstehen, hätten wir unsern Beweis durch das Studium eines speziellen Tornados gern vervollständigt. Zu diesem Behufe hätten wir, so wie wir dies gelegentlich der Gewitter-Böe vom 27. August 1890 thaten, alle direkten Beobachtungen von Luftdruck, Temperatur, Feuchtigkeit, Richtung und Geschwindigkeit des Windes über Nordamerika verwenden und damit alle Kurven von selbstregistrierenden Instrumenten verbinden müssen, welche uns für den betreffenden Tag erhältlich gewesen wären. Diese Arbeit hätte, selbst rasch durchgeführt, lange Monate gedauert. Wir hoffen, dies noch durchzuführen. Gewisse Karten von Finley können wir aber vorläufig ganz an die Stelle einer derartigen Arbeit setzen.

Finley hat für etwa 20 Tornado-Tage des Jahres 1884 eine Studie gemacht, welche jener sehr nahe kommt, die wir für einen einzigen Tag machen wollten. Diese ausgezeichnete Arbeit wird auch hoffentlich zweifellos unsern Schlüssen den Charakter voller Sicherheit verleihen.

Was Beobachtungen anbelangt, sind die Nord-Amerikaner viel besser ausgerüstet als die Europäer. Man kann sich kaum, ehe man es versucht hat, vorstellen, mit welchen Schwierigkeiten es ein Forscher zu thun hat, wenn er eine Isobarenkarte von Millimeter zu Millimeter ziehen will. Er befindet sich inmitten einer Masse von Beobachtungen, die zu nicht übereinstimmenden Zeiten gemacht sind. nicht bloss nach der absoluten Zeit

(das wäre das geringere Übel), sondern auch bezüglich der Lokalzeit. Wenn die selbstregistrierenden Instrumente nicht existieren würden, wären gewisse genaue Untersuchungen, wie z. B. jene betreffs der Isobarenformen während einer Böe, beinahe ganz unmöglich.

Glücklicher Weise hat in den Vereinigten Staaten das Signal Office dies erreicht, was wir erst anstreben. Es giebt daselbst 150 meteorologische Stationen mit drei Beobachtungsstunden während des Tages, welche gleichzeitig um 7 Uhr morgens, 3 Uhr nachmittags und 11 Uhr nachts nach Washingtoner Lokalzeit beobachten (jetzt nur 8 Uhr vormittags, 8 Uhr nachmittags Zeit 75° W). Die Gleichzeitigkeit gestattet, täglich Isobaren- und Isothermenkarten zu entwerfen, die viel exakter sind als jene von Europa.

Dank dieser genau simultanen Beobachtungen konnte Finley für drei Augenblicke im Tage Isobarenkarten zeichnen, welche grosse Aufmerksamkeit verdienen.

Um dieselben vollkommen genau zu machen, müsste die Zahl der Stationen eine beträchtliche sein oder doch die Zahl der selbstregistrierenden Instrumente. Man würde dann das finden, was uns noch fehlt, die sonderbaren Umknickungen der Isobaren bei Böen. Bei den gegenwärtigen Verhältnissen gleicht ihr Anblick jenen der Isobarenkarten von Millimeter zu Millimeter, welche wir für eine grosse Zahl von Gewittertagen gezeichnet hatten, indem wir uns allein der direkten Beobachtungen bedienten, ohne auf die Idee verfallen zu sein, die selbstregistrierenden Barometer zur Ergänzung beizuziehen. Diese Karten waren nur eine erste Annäherung. Die von Finley entsprechen schon mehr der Wirklichkeit, erstlich weil, wie wir schon sagten, die Beobachtungen streng gleichzeitige sind, dann weil das Zentrum und der Umkreis einer Zyklone in den Vereinigten Staaten reich mit Stationen besetzte Gegenden durchziehen.

Dynamische Bedingungen der Tornados nach den Karten von John Finley. Finley hat nun ohne Schwierigkeit in den Depressionen mit Tornados eine grosse Verlängerung der Achse gegen S oder SW nachweisen können, das ist unser barometrischer Thalweg. Er hat auch gesehen, dass die benachbarten Gebiete der grossen Achse, welche er den gefährlichen Oktanten nennt, gerade jene sind, wo die Tornados ausschliesslich auftreten.

Er hat ausserdem bemerkt, dass im Innern dieses gefährlichen Oktanten die Temperaturverteilung und die Windrichtung einen ausgesprochenen plötzlichen Gegensatz zeigt. Rechts warme Winde mit einer südlichen Komponente, links kalte Winde mit nördlicher Komponente.

Er weiss ausserdem, was wir schon oben sagten, dass die Tornados in der überwiegenden Mehrzahl aller Fälle von Gewittern begleitet sind. Wenn er diese Thatsachen in seinen allgemeinen Schlüssen nicht hervorhob, so hat er doch in jedem einzelnen Falle die Gewitter, die heftigen Winde, die Schneestürme (im Winter und Frühjahre) aufgezeichnet, welche längs des gefährlichen Oktanten gleichzeitig mit den Tornados auftraten.

Er hat es nicht einmal für nötig erachtet, auszusprechen, was seine Karten mit Sicherheit zeigen, dass die grosse Achse der Depression sich parallel mit sich selbst verschiebt, und zwar mit der Geschwindigkeit der Depression, der sie angehört. Der gefährliche Oktant behält seine Lage zum Zentrum des niedern Druckes, und die Tornados entstehen in einem gegebenen Punkte, wenn der gefährliche Oktant vorüberzieht.

Alle diese Bemerkungen stimmen mit jenen überein, welche wir über die Gewitter gemacht haben. Wenn wir an die Stelle des Wortes »Tornado« in den vorausgehenden Sätzen das Wort »Gewitter« setzen, ist die Identität eine vollkommene. Thatsächlich befindet sich unsere Böenlinie, welche auf der Rechten durch ein Gebiet mit warmen, feuchten, südlichen Winden und links durch ein Band kalter, heftiger, nördlicher Winde begrenzt ist, in dem gefährlichen Oktanten.

Umknickung der Isobaren in Depressionen mit Tornados. Wir wollen nun noch einige Punkte anführen, wo eine Übereinstimmung zwischen

unsern Karten und jenen Finley's besteht. Unter 60 Isobarenkarten von $^1/_{10}$ zu $^1/_{10}$ Zoll (2.54 *mm*) zeigen jene vom 11. März 1884 besonders deutlich die barometrische Rinne und die Umknickung an deren Böenrande.

Da diese Karten nur aus 140 direkten Beobachtungen, was für die grosse Ausdehnung des Landes wenig ist, und ohne die wertvolle Beihilfe von Barogrammen enworfen sind, hätten wir niemals eine so nahe Übereinstimmung mit unsern Böen-Isobarenkarten von Millimeter zu Millimeter erwartet. Sogar noch mehr. Trotz seiner Gewissenhaftigkeit oder richtiger infolge derselben hatte Finley eine unwillkürliche Tendenz, seine Kurven abzurunden und scharfe Winkel abzuschwächen. Wir haben mit denselben Ziffern wie er, indem wir die Karte von 11 Uhr nachts ohne jede Willkür nachzeichneten, jähe Umkehrpunkte erhalten. Dieselben Ziffern haben uns gezwungen, die Kurve von 29.9 Zoll, welche er den 32. Parallelkreis tangieren lässt, bis zum 25. Breitengrade (wegen des Druckes 29.87 in Brownsville) zu verlängern. Endlich haben wir, dank der Kurven hohen Druckes über 30 Zoll (762 *mm*), welche der Beobachter zu ziehen unterliess, da sie zu weit vom gefährlichen Oktanten waren, um von Interesse zu erscheinen, den scharfen Winkel hohen Druckes wiedergefunden, welcher etwas Charakteristisches auf allen unsern Karten der Böe vom 28. August 1890 ist.

Warum zeigen nun die übrigen Karten von Finley die Wendepunkte viel weniger klar? Es ist dies deshalb der Fall, weil die Karten vom 11. März einer sehr ausgeprägten Depression entsprechen, deren Druck im Zentrum kleiner als 737 *mm* ist, und deren Böen folglich besonders stark ausgeprägt sein konnten.

Bestätigung der Lage des Tornados in der Rinne. Diesbezüglich sind die Karten von Finley sehr lehrreich. Man muss nur, um sie zu interpretieren, sich wohl darüber klar sein, dass die Isobaren darin nach gleichzeitigen Beobachtungen Washingtoner Zeit angestellt, und dass die Eintrittszeit des Tornados nach Lokalzeit angegeben ist. Wenn man z. B. auf ein und derselben Karte die Position eines Tornados um 3 Uhr nachmittags Lokalzeit und die Isobaren von 3 Uhr nachmittags Washingtoner Zeit zieht, so ist die gegenseitige Lage falsch; die Depression befindet sich weiter westlich.

Um die wahre relative Lage des Tornado und der Depression zu erhalten, muss man diese gegen O um so viel verschieben, als sie während ebensovielmal vier Minuten, als Grade zwischen Washington und dem Orte des Tornados liegen, vorgerückt ist. Die Korrektion ist umgekehrt anzubringen, wenn der Tornado im O des Meridians von Washington auftreten würde. Die Differenz kann von einigen Minuten bis zu zwei Stunden betragen. Wenn man hierauf Rücksicht nimmt, wird man die wahre Lage des Tornado in der Depression erhalten. Wir haben auch konstatieren können, dass die Karten von Finley vollkommen in Übereinstimmung sind mit den in seinem Rapporte über 600 Tornados zitierten Beobachtungen, und dass diese Erscheinung sich immer zeigt gleichzeitig mit den Gewittern, während des Windstosses, also nicht bloss im gefährlichen Oktanten, sondern in jenem Teile dieses Oktanten, der sich unmittelbar westlich von der Rinne befindet.

In gewissen Fällen zwingt uns die Zerstreuung von Tornados, anzunehmen, wie wir dies für die Gewitter sahen, dass es zwei oder mehrere Böenlinien giebt, deren Vorübergang in den Barogrammen durch mehrere folgende Sprünge angezeigt wird. Diese Fälle sind aber selten, und jede Theorie muss sich zuerst mit den einfachsten und häufigsten Fällen befassen.

Die statischen Bedingungen der Tornados nach den Karten von Finley. Wir glauben hinreichend erwiesen zu haben, dass sowohl für die Tornados, wie für die Gewitter die dynamische Bedingung die Existenz eines langen und geraden Bandes mit heftigen Winden ist, welches ein integrierender Bestandteil einer grossen Depression mit Windstössen ist, und die ihrerseits unter dem Einflusse eines grossen permanenten atmo-

sphärischen Stromes steht, welcher in den Gegenden, mit denen wir uns beschäftigen, von W nach O zieht mit einer mittlern Geschwindigkeit von 25—30 englischen Meilen pro Stunde.

Die zweite, statische, lokale Bedingung liegt zweifellos viel näher dem Erdboden, in den Atmosphärenschichten, deren Dicke noch zu bestimmen ist, wo die Luft dumpf und drückend, sehr warm und sehr feucht ist. Eine sehr bemerkenswerte Erscheinung zeigt noch mehr die Wichtigkeit der rein lokalen Bedingungen bei der Bildung von Tornados.

Man weiss, dass das westliche Drittel der Vereinigten Staaten durch ein ödes, sehr hohes Plateau eingenommen wird, welches zwei Bergketten einsäumen, der übrige Teil ist eine ungeheure Ebene, wo sich nicht fern vom Atlantic das Bergmassiv des Gebirges von Alleghany befindet. In der Karte der geographischen Verteilung der Tornados nach den Beobachtungen aus 87 Jahren (1794 — 1881) von Finley sind die ausgedehnten Gebirgsgegenden des Westens fast absolut tornadolos; sie erscheinen weiss in der Karte. Die Alleghanies bilden eine kleine, scharf begrenzte weisse Insel inmitten der mehr oder weniger abgetönten Gegend.

Die Region der grossen Seen ist gleichfalls frei, aber diese Immunität rührt einzig und allein davon her, dass die mittlere Zugstrasse der Depressionszentren über die grossen Seen hinweggeht.

Es giebt gerade in der Mitte der Ebene, welche das Alleghany- und Felsengebirge trennt, ein Gebiet, wo die Häufigkeit ihr Maximum erreicht, Jowa, Missouri, Kansas und Nebraska; ein anderes im SO der Vereinigten Staaten in Georgien. Diese Maxima unterliegen, wie die Minima in den Gebirgen, augenscheinlich dem Einflusse der lokalen Verhältnisse.

Es ist wahrscheinlich, dass die am häufigsten von Tornados heimgesuchten Gegenden jene sind, wo unter sonst gleichen Bedingungen die Natur des Bodens für die Sättigung der Luft mit Feuchtigkeit und besonders für die grosse Erhitzung der untern Luftschichten sehr günstig ist. Diese doppelte Bedingung muss, wenn sie realisiert ist, wahrscheinlich ein labiles Gleichgewicht in der Atmosphäre hervorrufen; aber hier müssten wir einen noch zu diskutierenden Gegenstand behandeln. Wir müssen uns vorläufig der von jedermann acceptierten Thatsachen bedienen und uns darauf beschränken, nicht den innern Mechanismus, sondern bloss die augenscheinlichen Bedingungen der Bildung der Tornados zu studieren.

Ein Punkt muss übrigens ins Auge gefasst werden: nämlich der, dass die wesentlichste lokale Bedingung für einen gegebenen Punkt, nämlich die Erhitzung der untern Schichten, nicht bloss von der Natur und Höhe des betreffenden Ortes abhängt, sondern auch noch von einer nicht konstanten (allerdings periodischen) Ursache, dem Vorübergang der Sonne durch den Meridian; und, um vollständig zu sein, muss man noch die jährliche Bewegung des Wärmeäquators hinzufügen.

Besondere Feststellung der Lage eines Tornado.

Die Tornados haben wegen der ausserordentlichen Kleinheit ihrer Wirkungssphäre nur selten Gelegenheit, auf selbstregistrierende Apparate einzuwirken, da diese letztern dort noch spärlich verbreitet sind. Am 2. Oktober 1894 hat ein Tornado zum erstenmale eine Spur seines Vorüberganges an einem meteorologischen Observatorium, jenem von Little-Rock, hinterlassen.

Das Ergebnis war nach Cleveland Abbe und Harkness, dem Direktor des Observatoriums, das folgende: Während des ganzen Tages am 2. Oktober herrschte leichter Wind aus SW, das Thermometer war ein wenig unter seinem normalen Stande, der Himmel war bedeckt mit leichten grauen Wolken. Gegen Sonnenuntergang nahmen die Wolken im W Cumulostratus-Form an, von 6 Uhr nachmittags an beobachtete man fast kontinuierliches Wetterleuchten längs der ganzen Wolkenbank. Die Tem-

peratur stieg. Im Moment der Beobachtung von 8 Uhr nachmittags waren die meteorologischen Verhältnisse jene, welche man oft bei heftigem Gewitter beobachtet. Der Tornado (von sekundärer Bedeutung, aber doch nicht unschädlich, da er Opfer forderte und grossen Schaden über einem Raume von etwa 180 *m* Breite anrichtete) wurde ein wenig später bemerkt, 3 *km* im W der Stadt; er schritt längs einer ausgebuchteten Linie vor, sein Fuss verliess zeitweise die Erde, und die längs seines Weges aufgehäuften Trümmer beweisen durch ihre Richtung, dass seine Bewegung eine drehende um eine annähernd vertikale Achse war. In der Stadt kam der Tornado am Telegraphenbureau vorüber, wo Harkness sich zufällig befand und einen heftigen Regenguss wahrnahm, heftige Blitze und starken NO, der fast unmittelbar auf S umschlug. Um 8 Uhr 28 Minuten nachmittags passierte der Tornado etwa in einer Minute das meteorologische Observatorium. Das Barogramm zeigt durch einen vertikalen Strich einen plötzlichen Barometersturz von 10 *mm* an. Die Gasometer wurden erhoben und sanken erst wieder nach dem Vorübergange des Tornado. Trotz der Finsternis versichern mehrere Leute, dass sie den Trichter des Tornados gesehen haben. Die ganze Länge seiner Zugstrasse war etwa 9 *km*.

Die Barographenzeichnung von Little-Rock spricht für sich selbst. Lässt man die vertikale Linie um 8 Uhr 28 Minuten nachmittags weg, so bleibt nichts übrig als eine Kurve ähnlich jenen, welche der Vorübergang einer Böe regelmässig mit sich bringt. Im besondern Falle, der uns beschäftigt, ist der Barometerfall bei Annäherung des Minimums sehr ausgesprochen. Der Anstieg erfolgt plötzlich und unvermittelt, d. h. die barometrische Rinne und die Sturmlinie fallen zusammen, wie dies gewöhnlich der Fall ist. Dieser plötzliche Anstieg vollzog sich in 45 Minuten, worauf zwei neuerliche Erniedrigungen und Anstiege folgten. Es waren also drei Bänder vorhanden. Das erste war das wichtigste; man kann seine Breite ungefähr berechnen: sein Vorübergang umfasst (nach der Regel) etwa die Zeit des ersten Anstieges und des ersten Fallens. Wenn wir annehmen (was während des ganzen Zuges in 24 Stunden bei der Böe vom 27. August 1890 der Fall war), dass das Band sich mit derselben Geschwindigkeit gegen NO verschoben hat, wie das Zentrum der Depression, zu welcher es gehört, d. i. mit einer Geschwindigkeit von 28—30 *km* pro Stunde nach Karte I der »Monthly Weather Review«, so muss man schliessen, dass das Gewitterband in einer Breite von 30 *km* über Little-Rock hinüberzog. Wenn man die Breite der zwei folgenden Bänder hinzufügt, muss man die Zahl verdoppeln und erhält so eine Zahl, welche mit jener übereinstimmt, welche v. Bezold im Mittel für die Gewitterbänder Europas erhalten hat.

Das wichtigste, was wir aber vom Standpunkte unserer vorliegenden Abhandlung zu bemerken haben, ist die Lage der Tornados. Das Barogramm zeigt sie uns deutlich. Der Vertikalstrich befindet sich unmittelbar rechts vom Minimum, d. h. der Tornado befand sich im Sturmbande, an seiner Vorderseite. Little-Rock liegt genau im S vom Zentrum der Depression um 8 Uhr 28 Minuten nachmittags, es war also auch der Tornado südlich vom Depressionszentrum gelegen, die Sturmlinie war NS orientiert. Dies dürfte eine genügende Bestätigung unserer Ansicht über die Lage der Tornados zum Böenbande und zum Depressionszentrum sein.

Allgemeine theoretische Schlussfolgerungen. Wir können uns nun eine Idee des Zusammenwirkens der Bedingungen machen, deren Zusammentreffen für die Entstehung von Tornados und Gewittern günstig ist.

Während der Wintermonate haben die Depressionen der Vereinigten Staaten oft den Scheitel ihrer Parabel im Golfe von Mexiko oder in Texas, aber im allgemeinen, besonders im Sommer, entstehen die Depressionen weiter westlich und dringen dann in den Kontinent vom Pazifischen Ozeane aus ein. Haben wir es nun mit einer Depression mit Böenlinie zu thun, welche an einem Punkte zwischen Kalifornien und Kanada an-

kommt, so führt dieselbe ein Windband von grösserer oder geringerer Heftigkeit mit sich, das eine Länge von 1000—2000 *km* hat und eine Breite von 20—80 *km*, fast NS orientiert oder doch von NO gegen SW und das parallel mit sich selbst gegen O fortschreitet.

Im Augenblicke seines Erscheinens giebt es irgendwo auf der Erdkugel einen Streifen von etwa 45° Breite, orientiert von N gegen S, der einige Stunden von der Sonne in Zenithstellung beschienen ist, und in seinem Innern ist die Temperatur weit höher als in allen andern benachbarten Gebieten. In diesen Gebieten finden wir also gewöhnlich jene lokalen Bedingungen realisiert, welche zur Hervorbringung von Gewittern und Tornados erforderlich sind.

Das Böenband und die thermische Maximalzone verfolgen nun zwei gerade entgegengesetzte Wege; das erstere schreitet gegen O vor mit einer Geschwindigkeit von 16—100 *km* pro Stunde, die zweite rückt mit einer konstanten Geschwindigkeit von 15 Längengraden pro Stunde gegen W vor. Wofern nun das Sturmband sich nicht auflöst (was früher oder später geschieht), müssen sich Sturmband und Wärmezone einander mehr und mehr nähern und, während einiger Stunden überlagern und dann wieder voneinander entfernen. Den nächstfolgenden Tag werden sie, wenn das Böenband bestehen bleibt, sich wieder um einige Hunderte oder Tausende von Kilometern weiter östlich treffen, je nach der Geschwindigkeit der Depression.

Der Punkt ihres Zusammentreffens hängt in den Vereinigten Staaten von der Geschwindigkeit der Depression und der Zeit ihres Eintrittes auf den Kontinent ab.

Wenn das Zusammentreffen zwischen dem Felsengebirge und dem Pacific stattfindet, giebt es keine Tornados, wenn es stattfindet im Thale des Missouri oder Mississippi, wird die Bildung von Tornados umso wahrscheinlicher, je stärker der Wind, und je günstiger die lokalen atmosphärischen Bedingungen im Innern der Wärmezone sind. Dieselbe Regel wird auch für die Gewitter gelten, die ebenso längs dem Böenbande aufgereiht sind, nur sind diese viel häufiger.«

Die Verteilung und Variation der Temperatur in den Zyklonen ist von M. Dechevrens untersucht worden, und zwar an den grossen, vom Atlantischen Ozeane nach Europa wandernden Wirbelstürmen[1]). Zu diesem Zwecke hat er das »Bulletin international« vom Januar bis März 1895 zu folgenden Berechnungen benutzt. Alle Zahlen sind Mittelwerte aus ca. je 30 Fällen.

Charakteristik der Depressionen über Europa im Winter.

1. Nach den Änderungen des Luftdruckes und der Temperatur von einem Tage zum nächsten:

Maximale Änderung	Januar 1895 Mittl. Isobare	Januar 1895 Änderung Bar.	Januar 1895 Änderung Therm.	Februar 1895 Mittl. Isobare	Februar 1895 Änderung Bar.	Februar 1895 Änderung Therm.	März 1895 Mittl. Isobare	März 1895 Änderung Bar.	März 1895 Änderung Therm.
Barometerfall . . .	748	—9.8 *mm*	3.5°	753	—10.6 *mm*	4.0°	743	—12.3 *mm*	2.5°
Temperaturzunahme	752	—7.1	6.8	757	— 7.1	9.1	750	— 6.9	7.8
Temperaturabnahme	761	6.4	—8.5	762	4.8	—9.2	761	5.7	— 7.4
Luftdruckzunahme .	761	10.6	—3.5	764	10.0	—4.2	759	10.6	—2.4

[1]) Mem. della Pontificia Accad. dei N. Lincei. **14.** Roma 1898. Kritisches Referat von Hann im Litteraturberichte der Meteorol. Zeitschr. 1898. p. (59), woraus oben der Text.

2. Nach den Tagesextremen:

Januar 1895				Februar 1895				März 1895			
Mittel der Extreme und Abweichung vom Monatsmittel				Mittel und Abweichung				Mittel und Abweichung			
Barom.		Therm.		Barom.		Therm.		Barom.		Therm.	
Min. 742	(—13)	4.5	(5.9)	Min. 749	(–12)	2.9	(11.9)	Min. 740	(—16)	1.2	(1.5)
747	(—9)	Max. 8.4	(9.4)	755	(—6)	Max. 7.4	(16.4)	754	(—2)	Max. 11.3	(11.7)
764	(8.7)	Min. —13.1	(—11.7)	767	(6)	Min. —20.8	(—11.8)	762	(6)	Min. – 13.6	(—13.2)
Max. 768	(12.6)	—4.9	(—3.5)	Max. 773	(12)	—4.9	(4.1)	Max. 768	(12)	—0.5	(—0.1)
Mtl. 755		—1.4°		Mtl. 761		—9.0		Mtl. 756		—0.4	

»Man ersieht aus diesen Resultaten, dass die Temperatur in den Zyklonen steigt, in den Antizyklonen sinkt, dass man aber das Maximum der Temperatur nicht im Zentrum der Depression und deren Minimum nicht im Zentrum der Antizyklone antrifft, sondern dass die Temperaturextreme sich im Gebiete der mittlern Isobaren finden.« »Ein aufmerksames Studium der Wetterkarten,« sagt M. Dechevrens, »hat mich schon im Jahre 1886 zu folgenden Resultaten geführt: 1. Dass die Luft in Antizyklonen im Zentrum herabsteigt und dann sich in divergierenden Strömungen ausbreitet, diese Divergenz ist es, der man die Kälte in den Gebieten hohen Luftdruckes zuschreiben muss. 2. Infolge der aufsteigenden Luftmassen in den Zyklonen kommt es hier zu konvergierenden Strömungen, und dieser Konvergenz ist die hohe Temperatur in den Gebieten niedrigen Luftdruckes zuzuschreiben. Als eine unmittelbare Konsequenz ergiebt sich daraus, dass oberhalb 1200—1500 *m* die Ausbreitung der in den Zyklonen emporgestiegenen Luft ein Sinken der Temperatur zur Folge haben muss, während über eine Antizyklone die Anhäufung der Luftmasse eine Wärmezunahme erzeugt.«

Es ist irrtümlich, bemerkt er ferner, die Temperaturänderungen beim Herannahen und Vorübergange einer Barometerdepression den dabei eintretenden Winden und dem Windwechsel zuzuschreiben; nicht die Winde sind es, welche hauptsächlich die Temperatur beeinflussen, sondern die Ausbreitung oder Konvergenz der Strömungen, welche dabei eintreten. Er berechnet einige Windrosen für Zikawei, welche beweisen, dass die Nordwinde bei hohem Luftdrucke kalt, bei niedrigem relativ warm sind, desgleichen auch die Südwinde; nicht die Windrichtung, sondern der Barometerstand bedingt in erster Linie die Temperatur. Es ist auch unrichtig, der Wärmestrahlung bei heiterem Himmel im Gebiete der Antizyklonen die dort herrschende Kälte zuzuschreiben. Wir sind nicht in der Lage, Raummangels halber, darauf einzugehen, weshalb nach der Theorie des Verf. die Extreme der Temperatur nicht im Zentrum der Depressionen und der Hochdruckgebiete eintritt, sondern ausserhalb derselben; es wird zu zeigen versucht, dass dort die Ausbreitung und Divergenz der Luftströmungen am wirksamsten ist.

Dechevrens ist der Ansicht, dass man nach seiner Theorie die Variationen der Temperatur in den Zyklonen und Antizyklonen auf die einfachsten Gesetze der Thermodynamik zurückzuführen vermöge,

während man bisher die Ursache derselben nicht zu erklären im stande gewesen sei. Prof. Hann kann dem nicht beipflichten. Wir verstehen, sagt derselbe, nicht, wie eine »Dispersion der Luft« ohne entsprechende Druckabnahme (also ohne grosse Luftdruckerniedrigung, die aber doch nicht im Barometerminimum eintreten kann) ein Sinken der Temperatur veranlassen kann, ebenso umgekehrt eine Konvergenz und Kompression der Luft in den Zyklonen die Temperaturerhöhung daselbst. Die gegen eine Depression einströmende Luft kommt ja doch unter niedrigern Druck und expandiert, und dabei soll sie sich erwärmen? Da eine Druckabnahme von 10 *mm* notwendig ist, damit die Temperatur um 1° sinkt, so müsste der Druck um 100 *mm* sinken, um eine Temperaturdepression von 10° zu erzeugen, wie sie oft vorkommt in den Hochdruckgebieten. Das scheint uns der reinste Widerspruch zu sein. Nur in aufsteigenden und herabsinkenden Luftmassen kommen so grosse Druckänderungen in relativ kurzer Zeit vor; an der Erdoberfläche sind dieselben ausgeschlossen. Merkliche Temperaturänderungen in horizontalen Luftströmungen können nicht als eine Folge von Druckänderungen oder von Kompression und Verdünnung angesehen werden.«

Die Strömungen der Luft in den Zyklonen und Antizyklonen sind von P. Polis behandelt worden[1]). Derselbe hat auf den synoptischen Karten in etwa 1000 Fällen den Winkel, den der Wind mit der Gradientenrichtung bildet, den sogenannten Ablenkungswinkel, gemessen. Die Messungsergebnisse wurden zu Mittelwerten vereinigt, und zwar für die Stationen Furnes, Aachen, Karlsruhe, Höchenschwand, Breslau und Schneekoppe, getrennt sowohl für den Sommer als auch für den Winter. Aus dieser Untersuchung ergiebt sich ein grosser Einfluss der Reibung, der Zentrifugalkraft und der Windgeschwindigkeit auf die Grösse des Ablenkungswinkels, wodurch die Verschiedenheit der Winkelgrössen, die den Clement Ley'schen Satz betrifft, sowohl für Europa, wie für Amerika ihre Erklärung findet. Weiter ergab sich aus den Winkelmessungen der Höhenstationen ein Ausströmen der Luft auf der Vorderseite der Zyklonen und ein Einströmen auf der Rückseite der Antizyklonen, in Verbindung damit nahmen die Winkel $\lessgtr 90^0$ sowohl mit abnehmender Entfernung vom Meere, als auch mit wachsender Erhebung über dem Erdboden schnell zu (nahezu die Hälfte der Fälle).

	$\alpha < 90^0$	$\alpha > 90^0$	Summe
Furnes	477	396	873
Schneekoppe	427	277	704

Die oftmalige Bewegung der Luft gegen den Gradienten ($\alpha < 90^0$) ist ein positiver Beweis dafür, dass man, um dem Prinzip von der Erhaltung der Energie gerecht zu werden, den Ursprung der Rotations-

[1]) 70. Versamml. der deutschen Naturforscher u. Ärzte in Düsseldorf. Abt. f. Physik u. Meteorologie, Sitzung vom 20. September.

bewegungen nicht in die Zyklone selbst verlegen darf. Dies berechtigt gleichfalls dazu, die Fortpflanzung der Minima und Maxima nicht in thermischen, sondern in mechanischen Ursachen zu suchen, deren Bestätigung durch die Winkelmessung gelang. Der grosse Widerspruch des unter den Sätzen 6 und 7 in Sprungs Lehrbuch aufgeführten Verhaltens der Bewegungsrichtung der Zyklonen mit der physikalischen Theorie, wonach dieselbe im Sommer fast ausschliesslich die nach NO führenden Zugstrassen, im Winter hingegen die östlichen Zugstrassen einschlagen, liessen eine weitere Prüfung mit Hilfe der Ablenkungswinkel angezeigt erscheinen. Charakteristisch tritt bei der Schneekoppe ein Wechsel der grössten Ablenkungswinkel zwischen Winter und Sommer zu Tage:

Mittlerer Ablenkungswinkel bei der Schneekoppe 1886 bis 1890.

Gradientenrichtung in der Zyklone	N	NW	W	SW	S	SO	O	NO	Mittel
Winter . . .	66	82	109	81	58	39*	59	63	73° 18
Sommer . . .	67	81	91½	116	75	63	46*	69	74° 0

Dieser Ablenkungswinkel fällt, wie es die Messungen lehren, mit der Bewegungsrichtung der Zyklonen zusammen; im Sommer liegen die grössten Ablenkungswinkel bei südwestlichen, im Winter hingegen bei westlichen Gradienten. Gerade dieser Wechsel der grössten Ablenkungswinkel zwischen Winter und Sommer und die damit verbundene Änderung der Bewegungsrichtung der Zyklone ist nicht nur eine Stütze für die früher ausgesprochene Behauptung der mechanischen Fortpflanzung dieser Luftdruckgebilde, sondern drängt die Ansicht auf, dass die Bewegungsrichtung der Minima von den grossen Strömungen in der Atmosphäre modifiziert wird, die ihrerseits ebenfalls eine Änderung zwischen der warmen und der kalten Jahreszeit erfahren müssen. In dem zweiten Teile der Arbeit wurden die Winkel und die Windgeschwindigkeiten für die drei Stationen Furnes, Breslau und Schneekoppe in Abständen von 222 zu 222 *km*, vom Zentrum des Windsystems ausgehend, angeordnet. Aus den eingetragenen Winkelmessungen ergeben sich bei den Küsten- und Landzyklonen, besonders bei erstern, entsprechend dem Guldberg-Mohn'schen Resultate, die grössten Ablenkungswinkel in 444 bis 666 *km* Entfernung; von dort nimmt die Winkelgrösse sowohl nach innen als auch nach aussen bis etwa 1100 *km* gleichmässig ab. Weiter ist der grosse Einfluss der Reibung ersichtlich. Bei den Küstenzyklonen rotiert die Luft auf der W-Seite vollkommen tangential, so dass daselbst keine Luft in die innere Zone hineingelangt, während auf der O-Seite, wo die Strömungen, vom Lande kommend, die Luft von der Peripherie zum Zentrum strömt. Bei den Landzyklonen hingegen verhindert die grössere Reibung die Ausbildung dieser getrennten Zone; denn überall bewegt sich die Luft in spiralförmigen Linien direkt gegen das Zentrum hin. In mittlern Höhen hingegen haben wir es in der innern Zone meist mit zentripetalen Bewegungen zu thun, so dass daselbst die Rotations-

bewegungen noch ziemlich erhalten bleiben; in grössern Entfernungen vom Zentrum hält die Gradientenkraft der aus den Rotationsbewegungen entspringenden Zentrifugalkraft (immer vorausgesetzt, dass die Energiequelle nicht allein in der Zyklone selbst zu suchen ist), begünstigt durch die geringere Reibung in den höhern Luftschichten, nicht mehr das Gleichgewicht, womit ein Abfliessen im O-Quadranten eintritt. Auf der W-Seite hingegen bleiben die beschleunigten Luftmassen wegen der einströmenden Bewegungen erhalten. Bei den Antizyklonen ist besonders bemerkenswert die Thatsache, dass die Luft meist direkt vom Zentrum in spiralförmigen Linien abströmt, und nicht, wie bei den Zyklonen, in dem innern und dem äussern Raume getrennte Rotationen bestehen. Dies dürfte auch dem allgemeinen Verhalten der Antizyklonen entsprechen, indem die grosse Ausdehnung derselben, sowie die der Erdrotation und Zentrifugalkraft entgegengesetzte Wirkung das Zustandekommen stärkerer Rotationsbewegungen, und damit auch die Ausbildung des Luftzylinders nicht zulässt. Infolgedessen haben wir bei jenem Luftdrucksysteme nicht eine einfache Umkehrung der Strömungsverhältnisse in den Zyklonen, wie dies auch aus theoretischen Gründen hervorgeht.

19. Elektrische Erscheinungen.

Der Gewittersturm am 7. August bei Köln ist von R. Assmann behandelt worden[1]). An jenem Tage, besonders nachmittags, herrschte bei schwachem SO in Köln und der Umgebung eine aussergewöhnliche Hitze und Schwüle. Gegen 4^h ging der Wind nach Osten, es wurde der westliche und südwestliche Himmel plötzlich fast nachtdunkel und mit rasender Geschwindigkeit wälzte sich eine mächtige braungelbe Wolke, einer riesigen Walze ähnlich, heran. Unter dem ersten Anpralle stürzten Schornsteine, Mauern und Häuser zusammen, Hausdächer, Baumzweige, Steine und allerlei Wirtschaftsgegenstände flogen, teilweise hoch in die Höhe gehoben, in der fast undurchsichtigen Luft umher. »Dann prasselte ein Hagelschlag hernieder, der alles, was der Orkan noch nicht zerstört hatte, zertrümmerte und vernichtete. Dazu zuckten die Blitze, deren Donner in dem alles übertönenden Brausen und Schmettern des Sturmes und dem Geräusche der niederstürzenden Mauern und Dächer kaum hörbar war. Nach weniger als vier Minuten war das Unwetter vorüber, und bald darauf brach die Sonne durch die Wolken.

Soweit sich feststellen lässt, erfolgte der erste schwere Sturmstoss zwischen den Ortschaften Efferen und Hermühlheim, gegen 8—10 *km* südwestlich von Köln gelegen. In letztgenanntem Orte brach das neue Bahnhofsgebäude zusammen. In nordöstlicher Bahn und in einer Breite von 2—300 *m* fortschreitend, zog die Gewitterböe südlich von Köln vorüber, überquerte bei Bayenthal den Rhein

1) Das Wetter 1898. p. 193.

und ging über Brück, Paffrath, Altenberg und Langenberg in ziemlich unveränderter Richtung bis in das Wupperthal, wo sie, wenigstens in ihrer orkanartigen Stärke, erloschen zu sein scheint.

In der Mitte dieser Bahn waren die Zerstörungen am gewaltigsten, an den Rändern traten die Wirkungen des Sturmes gegen die des auch dort ganz ausserordentlichen Hagelschlages überwiegend zurück.

Am schrecklichsten hat das Unwetter in Bayenthal, Arnoldshöhe, Raderthal und Poll gehaust. In den ausgedehnten Werken der Kölnischen Maschinenbau-Aktiengesellschaft zu Bayenthal wurden nicht weniger als vier der grössten und stärksten Fabrikschornsteine umgestürzt, deren einer übrigens, wie sich in überzeugender Weise hat nachweisen lassen, durch einen Blitzstrahl getroffen und auf das benachbarte Maschinen- und Kesselhaus geworfen wurde; von den zahlreichen und stark konstruierten übrigen Gebäuden wurden die Dächer fast ausnahmslos herabgeworfen, die starken Begrenzungsmauern umgeweht; die Glocke eines mehrere hundert Zentner schweren Gasbehälters wurde in die Höhe gehoben und über ein benachbartes Dach hinweg auf das Dach eines gegen 30 *m* entfernten andern Gebäudes geschleudert. Da das Unglück an einem Sonntage eintrat, an dem der Betrieb der Fabrik ruhte, ging es ohne Opfer an Menschenleben ab. Bei dem Überschreiten des Rheines soll sich, wie Augenzeugen versichern, eine mächtige Woge erhoben haben.

Ähnliche, wenn auch nicht überall gleich gewaltige Zerstörungen fanden auf dem fernern Wege des Sturmes statt, doch zeigte sich auch hier, wie fast stets bei derartigen Gewitterstürmen, die sonderbare Erscheinung, dass selbst inmitten der Bahn gelegene Ortschaften gänzlich oder doch so gut wie gänzlich verschont blieben, während in kurzer Entfernung vor und hinter denselben der Orkan mit voller Wut gehaust hat.«

Die allgemeine Wetterlage schildert der Verf. auf Grund der Darstellung in den synoptischen Karten dahin, dass im Süden und Südwesten eines ausgedehnten Gebietes tiefen Barometerstandes, das ganz Nordwest- und Nordeuropa überdeckte, sich mehrere flache Luftwirbel gebildet hatten, unter deren Einfluss die in der Nähe der Hauptdepression südwestlichen und westlichen starken, von trübem Wetter begleiteten Winde aus südlicher und südöstlicher Richtung wehten und bei heiterm Himmel eine intensive Sonnenstrahlung zur Wirkung kommen liessen. So kam es, dass die schon am Morgen recht hohen Temperaturen, die z. B. in Mülhausen i. Elsass fast 23°, in Kaiserslautern $21\frac{1}{2}$° betrugen, sich im Laufe des Vormittags noch ganz erheblich erhöhten und in den Nachmittagsstunden vielfach 33° erreichten. Im südlichen und im südöstlichen Frankreich aber stieg die Temperatur noch höher: in Clermont erreichte das Maximum den auch dort nicht gewöhnlichen Wert von 36°. Diesem Gebiete ausserordentlicher Überhitzung der untern Luftschichten lag ein anderes nicht fern, in dem die an der Westseite der über der

Nordsee liegenden Hauptdepression wehenden nördlichen Winde bei bedecktem Himmel die Temperatur während des ganzen Tages verhältnismässig niedrig erhielten. Dem Maximum in Kaiserslautern von 33° und noch mehr dem von Clermont mit 36° lag das von Helder mit nur 16° gegenüber, auch die ganze Südküste des Kanals war ziemlich niedrig temperiert, Vliessingen z. B. erreichte nur 19°, Cherbourg 16° und Grisnez nur 18° als Tagesmaximum.

Die Schilderungen von Augenzeugen und die Befunde der Zerstörungen an Ort und Stelle legen den Schluss nahe, dass der Vorgang im grossen und ganzen nichts anderes war als ein Tornado, in welchem die Luft um eine vertikale Achse wirbelte. Dieser Erklärung tritt Assmann entgegen und behauptet, dass in den letzten zwölf Jahren nur eine 1886 bei Wetzlar aufgetretene Erscheinung den deutlichen Charakter der Windhose, des Tornado, gezeigt habe, eine irrige Meinung, die nur daher rührt, dass er von wirklichen Tromben, bei denen der aus der Wolke herabhängende schmale Schlauch weithin über den Erdboden fegte, eben keine Kenntnis erhalten hat, obwohl eine solche Erscheinung sich z. B. vor einigen Jahren südlich von Köln zeigte. Nach Meinung von Assmann handelt es sich bei dem Vorgange um eine mit besonderer Heftigkeit wehende Gewitterböe, bei der die Luftbewegung nicht um eine vertikale, sondern um eine horizontale Achse vor sich ging. Diese Hypothese steht in der That mit den gemachten Wahrnehmungen in einer bessern Übereinstimmung, und Assmann beschreibt wie folgt die Mechanik des Vorganges:

»In einer breiten und tiefen westlichen Luftströmung mit ziemlich niedrigen Temperaturen hatte sich ein Gebiet mit einer ausserordentlichen Überhitzung der untersten Luftschichten ausgebildet. Der erhebliche Temperaturunterschied von fast 20° musste an sich schon eine beträchtliche Differenz der Luftgewichte zwischen jenen Gegenden hervorrufen, die $^{20}/_{273}$, d. h. $^{1}/_{14}$ des ganzen Luftdruckes betragen haben würde, wenn sich dieser Temperaturunterschied bis zur obern Grenze der Atmosphäre erstrecken könnte. Dass es in solchen Fällen nicht zur Entwickelung des entsprechenden kolossalen Druckunterschiedes, der in dem vorliegenden hypothetischen Falle am Erdboden 54 *mm* betragen haben würde, kommt, kann nur darin seinen Grund haben, dass die überhitzte Luftschicht im Verhältnis zur ganzen Atmosphärenhöhe eine geringe vertikale Erstreckung besitzt. Der horizontale Luftdruckgradient wandelt sich dadurch zu einem erheblichen Teile in einen vertikalen um. Denn es lässt sich nicht verkennen, dass die Übereinanderlagerung von Luftschichten mit erheblich verschiedener Temperatur auch eine bedeutende Verschiedenheit der Gewichte zur Folge haben muss. Machen wir z. B. die nicht unwahrscheinliche Annahme, dass die Überhitzung der Luft nicht höher als bis zu 1000 *m* emporreichte, und dass darüber der allgemeine kühle Luftstrom herrschte. In dem letztern mag die Temperaturabnahme auf je 100 *m* Erhebung nur 0.5° betragen, während in der überhitzten Luft der volle theoretische Betrag von 1° auf 100 *m* zur Geltung kommt. Dann würde in der Höhe von 1000 *m* eine Luftschicht von 10° Temperatur unmittelbar über einer solchen von 25° liegen, d. h. es würde sich allein aus der Temperaturdifferenz ein Gewichtsunterschied von $^{1}/_{18}$ des dort herrschenden Druckes ergeben. Wenn man auch annehmen muss, dass in der Wirklichkeit solche Beträge nicht erreicht werden, so kann man doch mit Sicherheit darauf schliessen, dass das Auftreten labilen Gleichgewichtes zwischen den benach-

barten Luftschichten in ausgiebigster Weise stattfindet. Es kommt noch hinzu, dass unter den genannten Bedingungen, wenn verschieden gerichtete und verschieden schnelle Luftströme sich übereinander hinwegbewegen, abermals die Voraussetzungen für das Auftreten labilen Gleichgewichtes gegeben sind: das Entstehen stürmischer Vertikalbewegungen muss daher als eine notwendige Folge dieser Verhältnisse erscheinen.

Unter den im Vorigen gemachten Voraussetzungen entwickelt sich an der Grenze zweier Luftmassen von erheblich verschiedener Temperatur ein Druckunterschied in zwei Richtungen: ein horizontaler zwischen den nebeneinander befindlichen und ein vertikaler zwischen den übereinander liegenden. Die Begrenzungsfläche zwischen diesen wird hierdurch eine in der Richtung des obern kalten Luftstromes schräg aufwärts verlaufende, an deren vorderem Rande die erhitzte leichte Luft zu aufsteigender Bewegung geneigt ist, während die kalte und schwere Luft im rückwärts liegenden Teile des Systems niedersinkt. So wird an Stelle des Auftretens von Luftwogen, wie es unter gewöhnlichen Verhältnissen die Folge des labilen Gleichgewichtes zwischen übereinanderliegenden Luftmassen zu sein pflegt, ein massenhafterer Austausch von Luft in vertikaler Richtung eintreten, so dass die einem Luftwirbel im gewöhnlichen Sinne entsprechenden, um eine vertikale Achse kreisenden horizontalen Luftströmungen durch vertikal gerichtete fast völlig überdeckt werden.

Es ist durchaus wahrscheinlich, dass die hier geschilderten Verhältnisse bei der Bildung eines jeden »Wärmegewitters« auftreten. Vor jedem wohl ausgeprägten Wärmegewitter sehen wir die erhitzte Luft, meist aus östlicher oder südöstlicher Richtung wehend, dem aus West oder Südwest mit der obern allgemeinen Luftströmung heraufziehenden Gewitter entgegenströmen; je näher sie der Temperaturgrenze kommt, um so stärker werden die Gewichtsunterschiede wirksam, d. h. der Luftdruckgradient zwischen den beiden übereinanderliegenden, durch eine in der Richtung des Gewitterzuges aufwärts verlaufende Grenzfläche getrennten Luftströmen wächst mit der abnehmenden Entfernung, und die nun eintretende massenhafte Kondensation des von dem heissen aufsteigenden Strome schnell aufwärts geführten Wasserdampfes infolge adiabatischer Abkühlung, aber gewiss auch durch Eindringen desselben in den überlagernden kalten Strom, führt zum Entstehen der so charakteristischen tiefdunkeln, in groteske Fetzen zerrissenen Wolke des vordern Gewitterrandes, die man mit dem Namen »Wolkenkragen« bezeichnet.

Das hohe leichtere Gewölk ist dem Wolkenkragen indes weit vorausgeeilt; der Gewitterschirm, aus sogenannten »falschen Cirren« bestehend, erstreckt sich weit nach vorwärts in der Richtung des Gewitterzuges und verschmilzt an seiner rückwärts liegenden Basis mit dem Komplexe der eigentlichen Gewitterwolke. Wir werden kaum fehl gehen, wenn wir in ihm den sichtbaren Ausdruck der, wie wir oben ausgeführt haben, schräg aufwärts verlaufenden Grenzfläche der beiden Luftströme erblicken, an der ebenfalls labiles Gleichgewicht und Wogenbildung eintreten muss.

Vielleicht kann man sogar eine recht sonderbare und, soweit es dem Verfasser bekannt ist, noch nirgends erklärte, dem Vorderrande des Gewitters ausschliesslich eigentümliche Wolkenform, die sogenannten »cumuli mammati« hiermit in Beziehung bringen. Dringt warme und wasserdampfreiche Luft beim Aufsteigen in kältere, jedoch noch im stabilen Gleichgewichte gegen die unterliegenden Schichten befindliche Luft ein, oder bewirkt die adiabatische Abkühlung einer aufsteigenden Luftmasse die Kondensation des Wasserdampfes, so wird die sichtbare Kondensationsgrenze eine in der Richtung des Fortschreitens dieses Vorganges konvexe Gestalt zeigen. Die traubenförmig aufgewölbten Kumuluswolken des aufsteigenden Luftstromes sind hierfür charakteristische Beispiele. Greift dagegen unter bestimmten Verhältnissen der umgekehrte Vorgang Platz, so werden auch Wolken mit nach unten konvexen Kondensationsgrenzen entstehen müssen. Diese Bedingungen könnten aber dann gegeben sein,

wenn ein erheblich zu kalter Luftstrom sich über einem wärmern fortbewegt, so dass an der Berührungsfläche beider labiles Gleichgewicht entsteht und nun entweder auf dem Wege der Wogenbildung oder durch einfaches Herabsinken kleinerer Teile der zu schweren Luftmassen örtlich begrenzte Kondensationen an der Grenzfläche der kalten Luft auftreten, deren Bild die genannten nach unten konvexen »cumuli mammati« geben. Charakteristisch für diese aus einer Mischung hervorgehende Kondensation, der natürlich infolge der absteigenden Bewegung jeder adiabatische Vorgang fern bleibt, ist das Fehlen einer Niederschlagsbildung; in der That fällt aus diesen Wolken niemals der geringste Regen.

Man könnte versucht sein, an dieser Stelle einer Gewitterwolke die von Sohncke für die Bildung der Gewitterelektrizität verlangten Vorgänge der Berührung zwischen Eiskrystallen und Wassertropfen zu suchen. Dagegen spricht allerdings die Thatsache, dass in den sogenannten Cirrusschirmen der Gewitterwolken so gut wie niemals optische Erscheinungen, die auf die Anwesenheit von Eiskrystallen zurückzuführen sind, also Sonnenringe oder Nebensonnen, beobachtet werden. Dagegen ist es durchaus möglich, dass der in der obern kalten Strömung schon vor seiner Berührung mit dem warmen Unterstrome kondensierte Wasserdampf in Gestalt erheblich überkalteter Tropfen vorhanden ist. In den der obern Wolkengrenze nahen Schichten, in denen, wie unsere wissenschaftlichen Luftfahrten gezeigt haben, eine starke Temperaturerniedrigung stattzuhaben pflegt — nach v. Bezold infolge des Verbrauches von Wärme zur Verdunstung der der Sonnenstrahlung direkt ausgesetzten Wolkentropfen — könnte dieser Vorgang wohl eintreten. Dann würde man die Möglichkeit einer Berührung zwischen überkalteten und gewöhnlichen Wassertropfen zugeben müssen, wodurch wohl ein plötzliches massenhaftes Gefrieren des überkalteten Wassers und damit vielleicht eine der wichtigsten Vorbedingungen für die Bildung des Hagels eintreten könnte.

Eine weitere Stütze für die ausgesprochene Ansicht über die Entstehung des Gewitterschirmes könnte auch noch darin gefunden werden, dass derselbe bekanntermassen an der Rückseite eines Gewitters ein von dem der Vorderseite völlig verschiedenes Aussehen hat; von einer geneigten Grenzfläche ist dort meist auch nicht eine Spur zu erkennen.

Die im Vorstehenden erörterte Auffassung des Gewitters bedingt an sich schon, abgesehen von der Verschiedenheit der Windrichtungen an der Vorder- und Rückseite, einen Unterschied in der Stärke der Luftströmungen. Der dem Gewitter, das mit der allgemeinen und deshalb mächtigern Strömung zieht, entgegenwehende Wind ist schwach, da sein Fortschreiten durch den heranrückenden Strom gehemmt wird; nur der durch das Aufsteigen bewirkte Luftverlust kann durch nachströmende Luft ersetzt werden. Eine mit der Geschwindigkeit von 1 *m* pro Sekunde vor sich gehende aufsteigende Bewegung der Luft stellt aber schon einen aussergewöhnlich starken »courant ascendant« dar, während eine horizontale Luftbewegung von gleicher Stärke nur einem ganz schwachen Winde entspricht. Bei der im Vergleiche zu der horizontalen äusserst geringen Vertikalerstreckung der Windsysteme, wozu noch der mit zunehmender Höhe infolge der geneigten Grenzfläche des heranrückenden Oberstromes wachsende Widerstand tritt, würde die aufsteigende Bewegung der zuströmenden Luft bald gänzlich zum Stillstande kommen, wenn nicht die in grössere Höhen gelangten Luftmassen von dem Oberstrome erfasst und von ihm in seiner dem Unterstrome entgegengesetzten Richtung fortgeführt werden würden.

So entsteht vor der Gewitterfront durch fortgesetzten Luftverlust in der Höhe eine weitere Druckverminderung zu der an sich schon infolge der thermischen Luftauflockerung vorhandenen: eine kleine barometrische Depression, die dem Gewitter voranzieht, solange als die veranlassenden Bedingungen vorhanden sind, d. h. als an der Grenzfläche beider Luftmassen labiles Gleichgewicht herrscht.

Über dem Orte stärksten Aufsteigens der wasserdampfreichen Luft findet die Kondensation am gewaltigsten statt, die hierbei in Aktion tretende Verdampfungswärme treibt die Luftmassen weiter empor, Übersättigungs- oder Überkaltungsvorgänge geben weitere mächtige, stossweise Impulse und türmen die Kumuluswolken höher und höher auf, die Tropfen erstarren zu Eisklümpchen und liefern so vielleicht die Keime zur Hagelbildung, bis sie, in Wirbelringen an der Peripherie des aufsteigenden Stromes kreisend, zu schwer werden und nun herabstürzen, wie es die schönen Experimente von Mack [1]) so anschaulich darstellen.

Hinter dem Gewitterkragen aber stürzt die kalte und schwere Luft rapide abwärts dem Orte niedrigen Luftdruckes zu; mit gewaltigem Stosse trifft sie die noch von keinem Regengusse benetzte trockene Erdoberfläche, deren loses Material, Staub, Blätter, Stroh u. a. m. zu einer dichten Wolke emportreibend. Nur eine von oben nach unten einfallende Luftbewegung kann derartige Massen von Staub vom Boden aufheben, wie dies in den stärkern Gewitterböen meist zu beobachten ist. Der schief abwärts strömende Fallwind nimmt dabei die entgegenwehende heisse Unterströmung gewissermassen auf den Rücken, indem er sich zwischen diese und den Erdboden eindrängt. Die charakteristische Form der Böenwolke, die beim Herankommen einer über das Land rollenden Walze gleicht, deren obere Partien rückwärts und aufwärts gebogen erscheinen, entspricht durchaus den geschilderten Vorgängen. Befördert und verstärkt wird das Hinabstürzen der Luftmassen durch den in diesem Teile des Gewitters meist in gewaltigen Mengen fallenden Niederschlag, welcher mechanisch grosse Mengen von Luft mit sich niederreisst. Deshalb ist auch überall, soweit die Luft niedersinkt, die untere Wolkengrenze in einer viel grössern Höhe zu finden, so dass das von Köppen sogenannte »Wolkengewölbe« zustandekommt. Ja selbst dort, wo der Regen massenhaft herabstürzt, ist die mitgerissene niedersteigende Luft frei von in ihr sich abspielenden Kondensationserscheinungen, da die mit dem Niedersinken verbundene Kompressionserwärmung der Nebel- und Wolkenbildung entgegenwirkt.

Aus den vorstehenden Erörterungen ergiebt sich ohne weiteres, dass die Stärke der Luftbewegung in einer Gewitterböe vornehmlich von der Grösse des Temperaturunterschiedes zwischen den beiden neben- und übereinander lagernden Luftmassen, sowie von der mehr oder weniger dichten Aneinanderlagerung derselben, also von der Grösse des »Temperaturgradienten« abhängt. Je grösser dieser ist, um so stürmischer wird die schwere und kalte Luft der Rückseite und der höhern Schichten in den luftverdünnten Raum vor dem Gewitter hineinstürzen.

Die Schwierigkeit, die geschilderten Bewegungsvorgänge in einer Gewitterwolke wirklich wahrzunehmen, hat vornehmlich darin ihren Grund, dass man nur in seltenen Fällen in der Lage ist, von einem hochgelegenen Punkte aus, etwa von einem seitwärts von der Gewitterbahn liegenden Berge oder vom Luftballon aus Beobachtungen anzustellen. Aber auch durch ausgiebige Verwendung kleinerer, frei bis zu beträchtlichen Höhen aufsteigender sogenannter »Pilotballons« könnten nach Kremser's Vorschlage wichtige Angaben über die Mechanik der Gewitterböe gewonnen werden.

Durch den, wie wir sahen, ganz ausserordentlich starken Temperaturgradienten war (in dem Gewittersturme vom 7. August) die Hauptvoraussetzung für das Auftreten stürmischer Luftbewegung in einem ungewöhnlichen Masse erfüllt. Es kann daher nicht Wunder nehmen, dass orkanartige Sturmstösse mit schweren Zerstörungswirkungen in einem Teile der Gewitterbahn auftraten.«

Blitzschläge in Steiermark und Kärnten 1886—1892 und 1896. K. Prohaska hat die Nachrichten über Blitzschläge in Steier-

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1898. Heft 8.

mark und Kärnten während der obigen Jahre gesammelt und übersichtlich zusammengestellt[1]). Im Jahre 1896 wurden in 19 Fällen von Tötung durch den Blitz die nähern Umstände bekannt: Vier Personen wurden innerhalb der Gebäude, vier unter einzeln stehenden Bäumen, eine im Walde (?), eine auf einem Dache und acht auf freiem Felde (davon zwei Personen unter einem Regenschirme, eine in einem Wagen) getötet. In der Nacht des 1. Juli wurde ein siebenjähriger Knabe zu Feldbach im Bette vom Blitze erschlagen. Hierbei war der Blitz von einer Pappel, die vor dem Hause stand, abgesprungen, ein Fall, der recht oft eintritt.

Jahrgang	Todesfälle durch Blitzschlag	Haustiere vom Blitz getötet	Zündende Blitze
1886	24	130	83
1887	18	85	67
1888	14	43	41
1889	10	115	73
1890	12	42	59
1891	22	111	104
1892	18	98	111
1896	24	31	66
8jährige Summe .	142	655	604
Mittel	18	82	76

»Für die Thatsache, dass zwei oder drei unmittelbar aufeinander folgende Blitze dasselbe Ziel treffen, giebt es viele Belege. So gingen im Juli 1896 drei Blitzstrahlen in dieselbe Eiche in Stadelhof bei Windisch-Landsberg, am 1. September 1889 ebenfalls drei Schläge unmittelbar hintereinander in eine Stallung zu St. Anton am Bacher, am 26. Juli 1898 zwei in einen Nussbaum in Brückl. Am 2. August 1898 zündete der Blitz in Ottmanach bei Klagenfurt, darauf trafen noch zwei weitere Blitze das brennende Objekt.

Zu den »Launen« des Blitzes gehört seine auffällige Vorliebe für gehäuftes Stroh, für Heu- und Kleeschober; aus einem Jahrgange allein — 1892 — liegen 15 Berichte über Blitzschläge in Stroh- oder Heuhaufen vor. Auch Kukuruzstengel, Lattenzäune, Laternenpfähle, »Maibäume« und dürres Holz werden getroffen, ja, selbst Ameisenhaufen, Kürbisse u. s. w. bleiben nicht verschont

Unter den Haustieren sind es besonders die auf Alpenweiden exponierten Rinder und Schafe, die dem Wetterstrahle zum Opfer fallen. Am 22. Juli 1898 tötete ein Blitzstrahl auf einer Almwiese im Gailthale mitten aus einer grössern Schafherde heraus 33 Stück, die vorangehenden sowie die nachfolgenden Schafe blieben unversehrt.

Viele Blitze entladen sich im Beobachtungsgebiete in den Spiegel des Wassers, der Seen und Flüsse, seltener bilden der Wiesen- und Ackerboden oder unfruchtbarer Fels (Schiefer häufiger als Kalk) ihren Zielpunkt.

D. Jonesco veröffentlichte in den Jahresheften des Vereines für vaterländische Naturkunde in Württemberg 1893 eine sehr interessante Abhandlung: »Über die Ursache der Blitzschläge in Bäume«. Er betonte in derselben, dass die Höhe des Grundwasserstandes allein für die Gefährdung der Bäume nicht massgebend sein könne, da die einzelnen Baumarten unter sonst gleichen Umständen doch verschieden stark den Blitz anziehen. Er erbrachte durch Laboratoriumsversuche den Nachweis, dass das Holz der »Stärkebäume« (Eiche, Pappel, Weide, Esche, Ahorn, Ulme u. s. f.) von elektrischen Funken viel leichter durchschlagen wird als das der »Fett-

[1]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 32.

bäume« (Buche, Nussbaum, Linde, Nadelhölzer u. s. w.). Das fette Öl, das letztere Holzsorten in grössern oder kleinern Tropfen in den Zellen aufspeichern, ist ein schlechter Leiter der Elektrizität, und daher werden »Fettbäume« seltener vom Blitze getroffen.

Die in den Lippe'schen Forsten (in Lippe-Detmold) gemachten Aufzeichnungen der Blitzschläge in Waldbäume lassen die grössere Gefährdung der Eiche gegenüber der Buche sehr deutlich erkennen und stehen mit Jonesco's experimentellen Resultaten in Übereinstimmung. In den österreichischen Alpenprovinzen tritt der grosse Gegensatz zwischen Eiche und Buche noch stärker hervor, wie aus folgender Zusammenstellung ersichtlich ist:

Baumart	Fichte	Tanne	Föhre	Lärche	Eiche	Buche	Birke	Erle
Anzahl der Blitzschläge innerhalb sechs Jahren	92	18	15	77	90	3	3	0
Häufigkeit der Baumart in Prozenten der Landeswaldfläche	50.0	4.7	16.2	8.1	2.8	11.6	2.1	1.6
Quotient, die Gefährdung ausdrückend	1.8	3.8	0.9	9.5	32.1	0.3	1.4	0.0

Baumart	Pappel	Edelkastanie	Linde	Holunder	Esche	Ulme	Weide	Ahorn
Anzahl der Blitzschläge innerhalb sechs Jahren	43	12	18	1	8	3	6	1

Baumart	Nussbaum	Apfelbaum	Birnbaum	Kirschbaum	Pflaumenbaum	Pfirsichbaum	Weinstock	Zirbelkiefer
Anzahl der Blitzschläge innerhalb sechs Jahren	8	7	38	13	5	1	2	1

Für die Beurteilung der Häufigkeit der einzelnen Baumarten konnte Verf. nur eine auf Steiermark bezügliche Zusammenstellung (»Die Wälder Steiermarks . . .« von Fr. Feigel, Zeitschrift des steiermärkischen Forstvereines, I. Jahrgang, 1884) benutzen, die überdies nur jene Holzgewächse berücksichtigt, die eine ausgedehnte Verbreitung besitzen. Da in Kärnten die Verteilung der letztern jener von Steiermark ähnlich ist, und überhaupt auch nur ungefähr ein Viertel der Blitzschläge in Bäume auf Kärnten entfällt, so geben die Quotienten jedenfalls ein angenähert richtiges Mass der Blitzgefahr der in die erstere Tabelle aufgenommenen Hölzer. Ein nicht unwesentlicher Umstand, nämlich, dass das zerstreute, vereinzelte Vorkommen ausserhalb zusammenhängender Bestände nicht für alle Baumsorten relativ gleich häufig ist, konnte allerdings nicht berücksichtigt werden.

Eiche und Buche verhalten sich also hinsichtlich ihrer Gefährdung wie 32.1 : 0.3, d. h. unter sonst gleichen Umständen wird die Eiche 107 mal häufiger getroffen als die Buche. Sehr auffällig ist es, dass kein einziger Bericht über Blitzschläge in Erlen vorliegt.

Über die Verbreitung der in der zweiten Tabelle zusammengestellten Hölzer konnte Verf. sich keine verlässlichen Angaben verschaffen. Wenn man erwägt, dass die Pappeln (Pyramiden- und Schwarzpappeln) ungleich seltener sind als die Eichen, die, namentlich in Südoststeiermark, gegen die kroatische Grenze hin sehr häufig werden, so wird man aus der Zahl der Blitzschläge (90 : 43) den Schluss ziehen dürfen, dass die Pappel den Blitz noch stärker anzieht, als die in dieser Hinsicht berüchtigte Eiche.

Apfelbäume werden in Steiermark und Kärnten viel häufiger gepflanzt als Birnbäume; trotzdem zählen letztere 38, erstere hingegen nur sieben Blitzschläge im sechsjährigen Zeitraume. Der Birnbaum hat eine tiefere Wurzel; es wäre interessant, die Versuche Jonesco's auf das Holz dieser beiden Obstsorten auszudehnen.

Der Vorliebe des Blitzes für tote Pflanzenkörper, für Pfähle, Stangen, Stroh und dergleichen wurde bereits oben gedacht. Im Zusammenhange

damit steht die auch in den österreichischen Provinzen beobachtete Thatsache, dass der Blitz gern in dürre Äste schlägt. Er meidet oft auch den Gipfel, da das Laub schlecht leitet, und trifft den Stamm manchmal erst unter der Krone, oder er schlägt, wie auch Jonesco erwähnt hat, den Wipfel ab.«

Blitzschläge im südwestlichen Russland. Prof. A. Klossowski in Odessa hat die in den letzten sieben Jahren im südwestlichen Russland stattgehabten Blitzschläge, welche Verheerungen anrichteten, statistisch zusammengestellt[1]). Im ganzen wurden bei 13664 Gewittern 271 Fälle von verderblichen Blitzen konstatiert. Es wurden betroffen: 107 Wohnhäuser, 8 Kirchen, 56 Stallgebäude, 31 Bäume, 18 Telephonstangen, 32 Mühlen, 6 Gerüststangen; es wurde verursacht der Tod von 77 Menschen und 134 Tieren, betäubt wurden 42 Menschen und 9 Tiere, Brandwunden erhielten 18 Menschen, sonstige Kontusionen 17 Menschen. Auf 89 Fälle von Gewittern kommt ein Fall von Verletzung eines Menschen und auf 177 Gewitter ein Fall von Tötung eines Menschen. Die durchschnittliche jährliche Zahl der Gewitter beträgt in den bezüglichen Gegenden Russlands 15 bis 30.

Grossartige Hagelfälle fanden nach dem Berichte von K. Prohaska[2]) in der Zeit vom 1. bis 4. Juli 1897 in Steiermark und Kärnten statt.

»Am 1. Juli,« schreibt K. Prohaska, »war, namentlich jener Teil Steiermarks, der zwischen der Mürz, Mur und Raab gelegen ist, von vielen kleinen Hagelwirbeln durchzogen, die grossen Schaden anstifteten. Die Schlossen kamen an vielen Stationen Hühnereiern gleich. Die Hagelbahnen waren sehr schmal und teils ganz parallel, teils sich unter sehr spitzen Winkeln kreuzend; auf mancher Strecke folgte ein zweiter und ein dritter Wirbel in halb- bis einstündigen Zwischenräumen. Das Gewicht der grössten Schlossen betrug in Unterrohr 13 *dkg*, in Riegersburg 20 *dkg*. Hier durchschlugen die Schlossen sogar Blechdächer. In Rettenegg war der Hagel auffallend hart gefroren und prismatisch gestaltet. In Pöllau glichen manche Eissteine einem zierlichen Kranze; den Mittelpunkt bildete eine grössere Kugel, rings herum waren kleinere in einer bestimmten Ebene regelmässig aneinander gereiht. In St. Johann bei Herberstein fielen faustgrosse Eisstücke, in Breitenfeld nebst kleinern! Eiskugeln »plattgedrückte zackige Klumpen«, in Zeil bei Pöllau »handbreite gezackte Scheiben« — eine Schlossenart, die auch anderwärts in diesen Tagen mehrfach beobachtet worden ist. In grösster Menge fiel am 1. Juli das Eis in Ilz, die Hagelsteine erreichten zugleich $21\frac{1}{2}$ *dkg* Gewicht; diese Gegend, sowie der Massenberg bei Pöllau erhielten durch das angehäufte Eis ein winterliches Aussehen.

Eine interessante Erscheinung bot auch der 2. Juli. Dieser Tag war bis $2^h\ 30^m$ nachmittags ganz gewitterfrei geblieben. Von 3^h nachmittags ab entwickelten sich nun im Gebiete der Metnitz und mittlern Gurk (Kärnten) auf einem ziemlich eng umgrenzten Gebiete fortgesetzt Hagelwirbel kleinster Art dicht neben- oder hintereinander; alle bewegten sich mit der herrschenden Luftströmung von WNW nach OSO, wirkten zwar

[1]) Ciel et Terre 1898. p. 114.
[2]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 29.

verheerend, betrafen aber zumeist nur kurze Striche, lösten sich also bald wieder auf. Einige Wirbel waren so klein, dass der Hagelstrich zwischen zwei sehr naheliegenden benachbarten Gewitterstationen, ohne sie zu berühren, hindurchging, beide notierten das »Hagelsieden«, die eine hörte es in N, die andere in S, aber an keiner fiel ein Eiskorn. Die nur 20 *km* lange Strecke von St. Veit an der Glan bis Friesach wurde in der Zeit von 3^h 30^m nachmittags bis 8^h nachmittags mindestens von acht Hagelwirbeln überschritten.

Am heftigsten entlud sich der Hagel aus einem Gewitter, das um 4^h 45^m nachmittags bei Kraig (nördlich von St. Veit an der Glan) entstanden war und sich ganz geradlinig über St. Georgen am Längsee, Göseling (5^h nachmittags), Brückl, Trixen, Haimburg und Ruden (6^h nachmittags) gegen Unterdrauburg bewegte. Zwischen 5 und 6^h nachmittags waren nur 26 *km* zurückgelegt worden. In Göseling waren die Hagelgeschosse schon wie Hühnereier und erreichten nun bei Annäherung an Brückl eine ganz ausserordentliche Grösse. Die beigegebene Tafel bringt Schlossen zur Abbildung, die der Beobachter in Brückl, Oberlehrer M. Kriebernig, unmittelbar nach dem Unwetter gesammelt und zu Papier gebracht hatte. Hierbei ist zu beachten, dass der Zeichnung ein verkleinerter Massstab zu Grunde liegt. Form 1 war nicht allzu häufig; ihre Länge schwankte zwischen 9 und 13 *cm*. Viele dieser säulenförmigen Krystalle, die an eine Kombination des Skalenoëders mit Rhomboëder erinnern, waren aus fast vollkommen durchsichtigem Eise gebildet.

Die Form 2 a, wozu 2 b als Querschnitt gehört, waren zahlreich; der Durchmesser schwankte zwischen 7 und 13 *cm*. Diese radförmigen Körper bestanden aus einer sehr flachen Scheibe und aus einem die Scheibe begrenzenden wulstigen Ringe. Die Scheibe selbst war durchsichtig, aber von Eisnadeln durchsetzt, nur ihr 1 *cm* grosser Kern war weiss und opak, der trübe, weisse Ringwulst an ihrem Rande war von wechselnder Dicke. Die Formen 4 a (4 b ihr Querschnitt) hatten einen Durchmesser von 5 bis 9 *cm*. Der Kern war zum Unterschiede von Form 2 mehr kugelförmig und von der äussern Hülle fast ganz umschlossen. Letztere stellte eine sehr lockere, von vielen tiefen Furchen durchzogene Masse dar. — Solche pfirsichähnliche, stark gefurchte Eissteine wurden schon öfters, z. B. am 4. Mai 1887 zu Warschau beobachtet.

Schlossen von der Form 3 und 5 wurden Kiebernig erst nach einer Stunde von der Schuljugend herbeigebracht. Die Krystalle von der Gestalt 3 hatten 5 bis 8 *cm* Durchmesser. Form 5 zeigt dieselbe flache Scheibe mit Kern, wie die unter 2 abgebildeten, war aber mit in radialer Richtung angewachsenen Krystallen besetzt. Leider waren an allen Stücken dieser Art die Spitzen der letztern bereits abgeschlagen. Ihr Durchmesser betrug 7 bis 11 *cm*. — Am häufigsten waren aber doch kugelförmige Schlossen von geringerem Durchmesser.

Der Hagelschlag dauerte an der Station 19 Minuten. Mit Rücksicht auf die stündliche Geschwindigkeit von 26 *km* ergiebt sich hieraus der Durchmesser des Wirbels zu 9 *km*, welcher Betrag mit der Breite der Hagelbahn ziemlich gut zusammenstimmt. Während des Gewitters folgten sich die Blitze in Zwischenräumen von $^1/_2$ bis zwei Sekunden und steckten zahlreiche Bäume in Brand. Die Temperatur, die um 3^h nachmittags noch 32^0 betragen hatte, sank während des Hagelwetters bis auf 7^0, also um 25^0, hob sich jedoch bis 9^h nachmittags wieder auf 18^0. In Gräben und schattigen Mulden fand man noch am 6. Juli Eisklumpen. Das Zentrum der Hagelbahn mit der stärksten Verwüstung ging 2 *km* südlich an Brückl vorüber.

Dieser Hagelfall sollte hinsichtlich der Grösse der Hagelsteine durch ein Unwetter vom 3. Juli noch bedeutend übertroffen werden, das 12^h 30^m nachmittags in der Gegend des Hohenwart (Obersteiermark, nördlich von Oberwölz) entstanden war und sich von da wieder geradlinig gegen OSO wandte. Der Hagelfall begann um 1^h 15^m nachmittags und war auf der

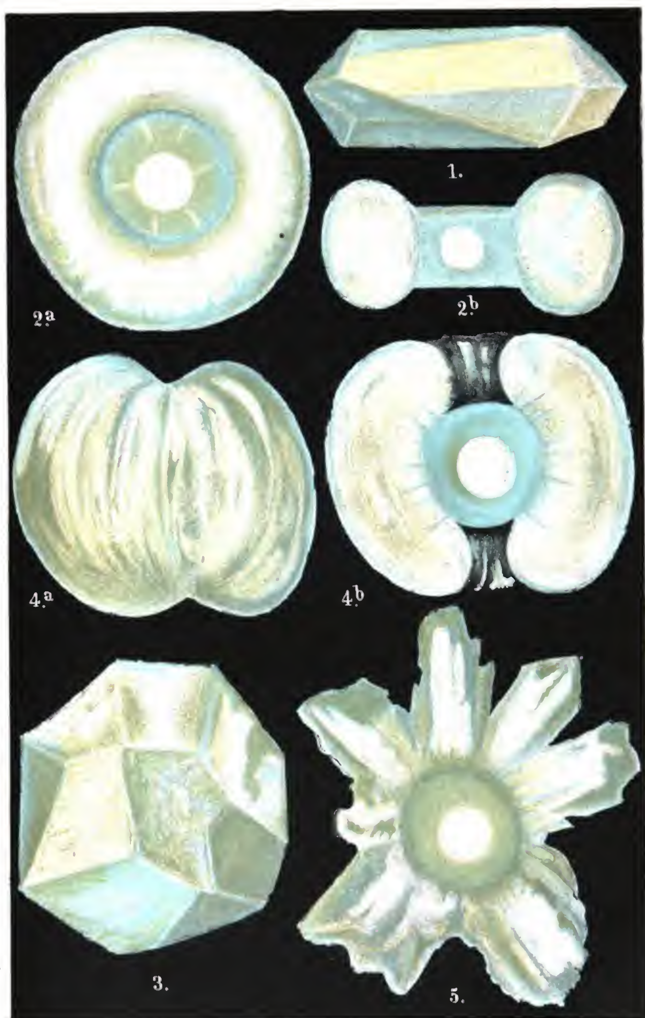
ganzen Strecke über Knittelfeld—Sekkau, über den Speikkogel (Gleinalpe), Uebellach, über den Schöckl, Gleisdorf, Ilz—Windisch-Hartmannsdorf bis zur ungarischen Grenze, die bei Fürstenfeld—Loipersdorf 4h 45m nachmittags erreicht war, heftig und nicht unterbrochen. Eine von Pusterwald nach Fürstenfeld gezogene Gerade lässt auf der Karte recht gut die Mittellinie dieser 130 *km* langen Hagelbahn erkennen. Stündlich waren im Durchschnitte 36 *km* zurückgelegt worden. In Stattegg und Ebersdorf (nördlich von Graz) glichen die Schlossen Knoppern und Himbeeren; von Radegund ab waren einzelne bereits von der Grösse der Hühnereier und fielen von hier ab zumeist ohne Regen; in Ilz waren 6 bis 10 *cm*, in Ziegendorf bis 14 *cm*, in Ottendorf (bei Ilz) sogar 15 *cm* Durchmesser konstatiert worden. Dementsprechend war auch das Gewicht dieser Eisgeschosse. Während am Vortage $^1/_4$ *kg* zwar erreicht, aber nicht überschritten worden zu sein scheint, gab es heute zu Windisch-Hartmannsdorf solche von 80 *dkg*, in Ziegenberg bei Ilz von 1 *kg* und darüber; sie zerschlugen sogar die Dachlatten. Aus Ottendorf teilte Oberlehrer K. v. Formacher brieflich mit, dass der Hagel die Grösse und Gestalt von Kugeln hatte, wie solche auf Kegelbahnen im Gebrauche sind. Eine dieser grossen Kugeln, von der aber ein Teil im Auffallen schon abgesprungen war, war gewogen worden; sie ergab noch immer 1.1 *kg*. Die Wucht des Falles war derartig, dass diese Hagelsteine auf Wiesen bis $^1/_2$ *m* tief in den Boden fuhren. Mit schussartigem Gepolter zerschlugen die einzelnen Eisklumpen oft sieben bis acht Dachziegel. Auf den umliegenden Bergen soll 1 $^1/_2$ *kg* schwerer Hagel gefallen sein. In Ilz waren die grössten Schlossen »zackige Eisschollen«, die sich offenbar den in Figur 5 wiedergegebenen Formen näherten. Breitenfeld und Zeil hatten am ersten auch über solche Bildungen berichtet. — Auch weiter gegen O|SO bewahrte dieses Hagelwetter noch eine grosse Heftigkeit; so meldete z. B. Station Breitenfeld, dass einzelne Schlossen wie grösste Äpfel waren und $^1/_2$ *kg* wogen; sie waren jedoch schon mit Regen gemischt. Die Temperatur der Schlossen gab ein Beobachter mit bis 5 $^1/_2$° an.

Am 4. Juli waren die Hagelfälle zahlreicher als an den beiden Vortagen. Auch an diesem Tage erreichten die Schlossen in Steiermark ungewöhnliche Dimensionen. Ein Wirbel, der, grossen Schaden bringend, aus der Gegend von Wildon über Kirchbach, Fehring und Jennersdorf weiter nach Ungarn zog, entlud sich an der Landesgrenze bei Fehring mit einem derartigen Bombardement, dass einzelne Objekte durch den Hagelschlag buchstäblich sämtliche Ziegel verloren hatten; die grössern Kugeln wogen zumeist 35 bis 40 *dkg*, erreichten aber auch $^1/_2$ *kg*.«

Die Gewitter und Hagelschläge des Jahres 1897 in Steiermark, Kärnten und Ober-Krain sind in dem dortigen von Karl Prohaska eingerichteten Beobachtungsnetze beobachtet und von dem Genannten geschildert worden[1]. Die Beobachtungen geschahen an 427 Stationen und lieferten 13077 Berichte über Gewitter und 2207 Meldungen über Wetterleuchten. Es entfallen somit auf jede der 427 Stationen im Durchschnitte 30.6 Einzelmeldungen über Gewitter, während das Mittel aus zehn Jahrgängen 32.7 Berichte erwarten liesse. Die Häufigkeit der Gewitter war also im Jahre 1897 unternormal; insbesondere aber waren die Gewitter durch geringe Stärke und durch die grosse Verworrenheit ihres Auftretens gekennzeichnet. Die Tendenz zur Auflösung des einen Gewitters und zur gleichzeitigen Neubildung eines andern Gewitterzentrums in dessen

---

[1]) Mitteil. des naturwiss. Vereins zu Steiermark 1897. Graz 1898. p. 141 ff.



Ed. H. Mayer's Verlag, Leipzig. Jahrbuch IX. 1898. Tafel 6.

Schlossen, gefallen zu Brückl in Kärnthen
am 2. Juli 1897.

Zeichnung in verjüngtem Maafsstabe, meist 1/2 bis 2/3 der natürl. Grösse.

Nähe war an vielen Tagen vorhanden. Häufig zeigte sich auch die Erscheinung, dass auf einem grossen Teile des Gebietes, zu dessen Überschreitung ein Gewitterzug mehrere Stunden benötigen würde, überall fast gleichzeitig kleine, voneinander getrennte Gewitter vorhanden waren. »Gewitter in langer Front stellen sich also noch immer nicht ein; der Prozess zersplittert sich und beginnt an zahlreichen, scheinbar regellos zerstreuten Punkten des Gebietes. Hier sei noch auf einen andern Umstand hingewiesen, der mit dem eben Gesagten im Zusammenhange steht. Es ist dies das Zurückgreifen des Gewitterbildungsprozesses in der dem Zuge der einzelnen Gewitter entgegengesetzten Richtung. Es bewegt sich dann eine ganze Kette von Gewittern auf derselben Zugstrasse vorwärts, während zu beiden Seiten derselben Gewitter nur vereinzelt auftreten. Alle diese Umstände machten das kartographische Studium der einzelnen Gewitter recht schwierig und mühsam. Trotz der ziemlich grossen Dichte des Netzes konnten daher nur 142 Gewitterzüge mit genügender Sicherheit festgestellt und zur Ableitung der Fortpflanzungsgeschwindigkeit verwendet werden. Am deutlichsten ausgeprägt waren auch diesmal die Gewitter aus SW und W. Die aus einer östlichen Richtung (NO—SO) aufziehenden Gewitter waren verhältnismässig selten und betrugen nur ein Siebentel der Gesamtzahl. Darauf dürfte wohl auch die etwas grössere mittlere Geschwindigkeit des Gewitterzuges des Berichtjahres, 32.0 *km* per Stunde (gegen 29.5 *km* aus 1886—1887), zurückzuführen sein. Hagelfälle waren verhältnismässig häufig und zum Teil von ganz ungewöhnlicher Stärke.«

»Die Gewitter bewegen sich in der Richtung des Windes, der im Niveau der Gewitterwolken herrscht. Sie folgen dem Verlaufe der Isobaren und ziehen von O nach W, wenn ein nach S gerichtetes, von W nach O, wenn ein nach N gerichtetes Luftdruckgefälle besteht. Diese Thatsache ist so sicher gestellt, dass man im allgemeinen aus der Zugrichtung der Gewitter auf die Luftdruckverteilung und aus der letztern auf die erstere schliessen kann. Am deutlichsten zeigt sich dies in der Bewegung der Hagelwirbel, da die Hagelstriche den besten Anhaltspunkt zur Beurteilung der Zugrichtung der Hagelwolken geben. Die Hagelstriche verlaufen als Gerade oder als schwach gekrümmte Bogen, die der Krümmung der Isobaren entsprechen.

Eine scheinbare Ausnahme bilden jene Fälle, in welchen in der untern horizontalen Temperaturverteilung eine bedeutende Ungleichheit besteht. An solchen Tagen muss die dem Gewitterniveau entsprechende Luftdruckverteilung von der untern abweichen, ja sie kann ihr ganz entgegengesetzt werden. Der Gewitterzug entspricht dann natürlich nicht den untern Isobaren, sondern steht mit der Richtung der obern Luftströmung im Einklange.

Im Jahre 1897 zeigte sich dieser »ablenkende« Einfluss der untern Temperaturverteilung am 29. April, am 17. Juni, am 1. Juli und namentlich am 20. August.«

Fortpflanzungsgeschwindigkeit der Gewitter im Jahre 1897.

Nr.	Datum und nähere Bezeichnung	Zugrichtung		Zeitdauer		Stündl. Geschwindigkeit in *km*
		von	nach	von	bis	
1	14. März	NW	SO	1 h p.	3 h p.	43
2	29. » *a*	NW	SO	3 h p.	5½ h p.	44
3	29. » *b*	WNW	OSO	3 h p.	7 h p.	53
4	31. »	SSW	NNO	11½ h a.	1½ h p.	37
5	13. April *a*	SW	NO	11½ h a.	2 h p.	45
6	13. » *b*	W	O	9 h p.	10½ h p.	47
7	29. » *a*	WNW	OSO	12½ h p.	3 h p.	14
8	29. » *b*	NW	SO	5 h p.	8 h p.	29
9	1. Mai *a*	SW	NO	10 h a.	1 h p.	31
10	1. » *b*	SW	NO	1 h p.	2½ h p.	32
11	12. »	WNW	OSO	3 h a.	5 h a.	43
12	19. » *a*	N	S	1 h p.	2½ h p.	22
13	19. » *b*	N	S	1½ h p.	3½ h p.	23
14	20. » *a*	NNO	SSW	4 h p.	6½ h p.	18
15	20. » *b*	N	S	5½ h p.	7½ h p.	23
16	20. » *c*	N	S	5½ h p.	8½ h p.	20
17	21. »	N	S	9½ h a.	3 h p.	14
18	22. » *a*	SSW	NNO	1 h p.	3 h p.	39
19	22. » *b*	SW	NO	2 h p.	4 h p.	38
20	22. » *c*	SW	NO	4 h p.	6 h p.	37
21	24. »	WNW	OSO	2 h p.	4 h p.	31
22	25. » *a*	NO	SW	4 h p.	6 h p.	15
23	25. » *b*	O	W	5 h p.	7 h p.	21
24	27. » *a*	S	N	11 h a.	2 h p.	25
25	27. » *b*	SSO	NNW	12 Mttg.	2 h p.	26
26	27. » *c*	S	N	6 h p.	7½ h p.	31
27	28. » *a*	WNW	OSO	11½ h a.	4 h p.	22
28	28. » *b*	WNW	OSO	1½ h p.	3½ h p.	29
29	28. » *c*	WNW	OSO	1 h p.	4 h p.	33
30	28. » *d*	WNW	OSO	2 h p.	4 h p.	33
31	1. Juni *a*	N	S	2½ h p.	6½ h p.	19
32	1. » *b*	N	S	5 h p.	7 h p.	24
33	3. » *a*	N	S	1½ h p.	3 h p.	14
34	3. » *b*	NNO	SSW	1½ h p.	3½ h p.	20
35	3. » *c*	NO	SW	1 h p.	4 h p.	20
36	3. » *d*	NO	SW	2½ h p.	8 h p.	15
37	3. » *e*	NO	SW	3 h p.	4½ h p.	21
38	3. » *f*	NO	SW	4 h p.	9½ h p.	18
39	3. » *g*	NO	SW	6 h p.	10 h p.	25
40	4. » *a*	O	W	10 h a.	11½ h a.	18
41	4. » *b*	ONO	WSW	10 h a.	1 h p.	23
42	4. » *c*	O	W	11 h a.	2 h p.	31
43	4. » *d*	ONO	WSW	1½ h p.	4 h p.	24
44	4. » *e*	O	W	3 h p.	5 h p.	29
45	5. » *a*	O	W	9 h a.	4 h p.	28
46	5. » *b*	ONO	WSW	9½ h a.	12½ h p.	26
47	5. » *c*	O	W	10½ h a.	4 h p.	28
48	5. » *d*	NO	SW	11 h a.	2 h p.	12
49	5. » *e*	O	W	11 h a.	1 h p.	11
50	5. » *f*	ONO	WSW	12½ h p.	4 h p.	16
51	5. » *g*	NO	SW	1 h p.	3 h p.	13

Nr.	Datum und nähere Bezeichnung	Zugrichtung		Zeitdauer		Stündl. Geschwindigkeit in *km*
		von	nach	von	bis	
52	5. Juni *h*	ONO	WSW	2 h p.	4 h p.	26
53	6. »	N	S	4 h p.	$6^1/_2$ h p.	22
54	7. » *a*	NW	SO	3 h p.	6 h p.	23
55	7. » *b*	NW	SO	4 h p.	$6^1/_2$ h p.	29
56	7. » *c*	NNW	SSO	5 h p.	$7^1/_2$ h p.	29
57	9. » *a*	NW	SO	$1^1/_2$ h p.	5 h p.	30
58	9. » *b*	NW	SO	2 h p.	5 h p.	25
59	9. » *c*	NW	SO	$3^1/_2$ h p.	5 h p.	29
60	9. » *d*	SW	NO	11 h a.	$12^1/_2$ h p.	32
61	9. » *e*	SW	NO	9 h p.	11 h p.	31
62	15. »	NO	SW	$3^1/_2$ h p.	5 h p.	20
63	16. »	SW	NO	12 Mttg.	2 h p.	23
64	17. » *a*	SW	NO	11 h a.	1 h p.	26
65	17. » *b*	SW	NO	11 h a.	2 h p.	30
66	17. » *c*	SSW	NNO	2 h p.	6 h p.	30
67	17. » *d*	SSW	NNO	4 h p.	$6^1/_2$ h p.	27
68	17. » *e*	WSW	ONO	8 h p.	12 Mttn.	50
69	19. »	WNW	OSO	11 h a.	4 h p.	59
70	26. » *a*	NW	SO	$12^1/_2$ h p.	3 h p.	31
71	26. » *b*	NW	SO	4 h p.	$8^1/_2$ h p.	33
72	26. » *c*	NW	SO	$5^1/_2$ h p.	9 h p.	34
73	30. »	W	O	3 h p.	6 h p.	23
74	1. Juli *a*	NW	SO	3 h p.	5 h p.	35
75	1. » *b*	NW	SO	5 h p.	$6^1/_2$ h p.	36
76	1. » *c*	NW	SO	6 h p.	10 h p.	27
77	2. » *a*	WNW	OSO	4 h p.	7 h p.	30
78	2. » *b*	WNW	OSO	6 h p.	9 h p.	36
79	3. » *a*	W	O	$12^1/_2$ h p.	$2^1/_2$ h p.	42
80	3. » *b*	WNW	OSO	2 h p.	5 h p.	44
81	3. » *c*	WNW	OSO	4 h p.	6 h p.	44
82	4. » *a*	WSW	ONO	1 h p.	3 h p.	29
83	4. » *b*	W	O	$7^1/_2$ h p.	9 h p.	55
84	4. » *c*	W	O	9 h p.	$11^1/_2$ h p.	38
85	8. » *a*	W	O	$3^1/_2$ h p.	6 h p.	24
86	8. » *b*	W	O	$5^1/_2$ h p.	$7^1/_2$ h p.	19
87	9. » *a*	NW	SO	1 h p.	3 h p.	30
88	9. » *b*	NW	SO	$2^1/_2$ h p.	4 h p.	29
89	10. »	NW	SO	5 h p.	7 h p.	29
90	15. »	NW	SO	5 h p.	$7^1/_2$ h p.	18
91	16. »	NW	SO	1 h p.	3 h p.	20
92	19. »	W	O	$3^1/_2$ h p.	5 h p.	34
93	21. » *a*	W	O	2 h a.	3 h a.	70
94	21. » *b*	WSW	ONO	$10^1/_2$ h a.	12 Mttg.	39
95	21. » *c*	WSW	ONO	$1^1/_2$ h p.	3 h p.	34
96	21. » *d*	WSW	ONO	$5^1/_2$ h p.	10 h p.	39
97	21. » *e*	SW	NO	$5^1/_2$ h p.	9 h p.	38
98	21. » *f*	SW	NO	7 h p.	10 h p.	33
99	21. » *g*	SW	NO	8 h p.	11 h p.	44
100	22. » *a*	WSW	ONO	3 h p.	$5^1/_2$ h p.	38
101	22. » *b*	W	O	3 h p.	$4^1/_2$ h p.	36
102	22. » *c*	W	O	4 h p.	8 h p.	37
103	22. » *d*	W	O	$7^1/_2$ h p.	9 h p.	45
104	22. » *e*	W	O	9 h p.	11 h p.	57

Nr.	Datum und nähere Bezeichnung	Zugrichtung		Zeitdauer		Stündl. Geschwindigkeit in *km*
		von	nach	von	bis	
105	26. Juli *a*	NW	SO	$1^1/_2$ h p.	4 h p.	30
106	26. » *b*	NW	SO	$4^1/_2$ h p.	9 h p.	24
107	26. » *c*	NW	SO	$5^1/_2$ h p.	9 h p.	26
108	26.—27. Juli	SW	NO	11 h p.	3 h a.	45
109	27. Juli *a*	SW	NO	4 h p.	$6^1/_2$ h p.	54
110	27. » *b*	SW	NO	7 h p.	9 h p.	45
111	27. » *c*	WSW	ONO	8 h p.	10 h p.	56
112	27. » *d*	SW	NO	$9^1/_2$ h p.	$11^1/_2$ h p.	56
113	28. »	W	O	7 h a.	8 h a.	50
114	2. August *a*	WNW	OSO	$11^1/_2$ h a.	$1^1/_2$ h p.	26
115	2. » *b*	NNW	SSO	$6^1/_2$ h p.	$8^1/_2$ h p.	32
116	6. » *a*	NO	SW	$1^1/_2$ h p.	3 h p.	22
117	6. » *b*	NO	SW	$3^1/_2$ h p.	$5^1/_2$ h p.	27
118	8. »	SW	NO	2 h p.	8 h p.	28
119	12.—13. August	W	O	11 h p.	$1^1/_2$ h a.	21
120	13. August	SO	NW	$1^1/_2$ h p.	3 h p.	24
121	14. »	WNW	OSO	$2^1/_2$ h p.	$4^1/_2$ h p.	31
122	20. » *a*	SW	NO	5 h a.	6 h a.	46
123	20. » *b*	SW	NO	8 h a.	1 h p.	41
124	20. » *c*	SW	NO	$11^1/_2$ h a.	1 h p.	45
125	20. » *d*	SW	NO	11 h a.	2 h p.	50
126	20. » *e*	SW	NO	2 h p.	4 h p.	38
127	24. » *a*	WNW	OSO	2 h a.	5 h a.	38
128	24. » *b*	WNW	OSO	$4^1/_2$ h a.	6 h a.	40
129	25. »	S	N	6 h p.	$8^1/_2$ h p.	25
130	27. »	W	O	4 h p.	$8^1/_2$ h p.	27
131	29. » *a*	SW	NO	$2^1/_2$ h p.	7 h p.	27
132	29. » *b*	WSW	ONO	4 h p.	$6^1/_2$ h p.	34
133	29. » *c*	SW	NO	5 h p.	$9^1/_2$ h p.	32
134	31. » *a*	W	O	3 h p.	$5^1/_2$ h p.	44
135	31. » *b*	W	O	$6^1/_2$ h p.	8 h p.	60
136	4. September	SW	NO	$9^1/_2$ h p.	$11^1/_2$ h p.	36
137	15. » *a*	SW	NO	7 h p.	10 h p.	29
138	15. » *b*	SW	NO	7 h p.	9 h p.	36
139	16. »	WNW	OSO	7 h a.	8 h a.	59
140	2. Oktober *a*	NW	SO	5 h p.	7 h p.	31
141	2. » *b*	NW	SO	$6^1/_2$ h p.	10 h p.	35
142	20. »	NNW	SSO	$3^1/_2$ h p.	$5^1/_2$ h p.	34

Aus dem Erdboden auffahrende Blitze wurden am 26. Juni während eines Gewitters in Radkersburg (scheinbar armdicke Strahlen) und in Allerheiligen bei Wildon wahrgenommen. »Über eine andere, hierher gehörige Erscheinung desselben Tages berichtete Oberlehrer J. Haas aus St. Peter am Kammersberge. Um 6 Uhr abends wurden auf einer 1 *km* entfernten Anhöhe an einer moosigen Stelle vom Erdboden aufsteigende Lichtbüschel von weisser Farbe beobachtet. Ihr Aufleuchten glich dem der Raketen und geschah im Laufe von zehn Minuten fünf- bis sechsmal. Gleichzeitig entlud sich ein Gewitter. Kugelblitze wurden wiederholt beobachtet, so am

1. August in Wagendorf bei Hartberg, am 26. Juli an mehrern Stationen. Am 4. Juli schlug der Blitz um 12.50 p. in das Postamt in Turnau; Blitz und Donner kamen ganz gleichzeitig. Postmeister J. Pichler erblickte im Amtslokale eine feurige Kugel; ihr Durchmesser betrug ungefähr 5 *cm*; an zwei Seiten entströmten derselben Feuerbüschel, die etwa 50 *cm* lang waren. Die Erscheinung war mit einem Schalle in der Stärke eines Revolverschusses begleitet. — Im Gebiete der Gleinalpe waren in frühern Jahren wiederholt Kugelblitze, einmal auch ein sehr merkwürdiges Elmsfeuer beobachtet worden. Am 22. Juli des Berichtsjahres beobachtete Lehrer J. Fischer in Lobming bei St. Stephan ob Leoben, also am nördlichen Gehänge der Gleinalpe, um 6½ p. einen Blitz vor der Alpenkette. Er hatte die Form einer Kugel, die radiale Strahlen zeigte und ruhig an ihrem Orte verharrte. Darauf folgte ein Donner, der aufeinanderfolgenden Böllerschüssen glich.«

Die Häufigkeit der Nordlichter in England 1707—1895 ist von Mossmann studiert worden[1]. Derselbe hat alle vorhandenen und zugänglichen Notizen über Nordlichtbeobachtungen ausgezogen und tabellarisch zusammengestellt.

Was die säkulare Periode anbelangt, so sind offenbar die Aufzeichnungen zu Anfang des vorigen Jahrhunderts nicht so vollständig wie später, gestatten aber doch eine Unterscheidung nordlichtreicherer und -ärmerer Perioden. Sehr reich an Nordlichtern war das Lustrum 1786—1790, dann das Lustrum 1837—1841, die Periode 1847 bis 1853 und die Jahre 1869—1872.

Die jährliche Periode zeigt zwei entschiedene Maxima im März und Oktober um die Zeit der Äquinoktien und zwei Minima im Dezember und Juni. Mossmann hat auch Pentaden-Summen berechnet, welche den jährlichen Gang noch genauer zum Ausdrucke bringen. Hier folgen nur Dekaden-Summen:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.
I. .	14	13	11	13	7	0	4	5	13	20	10	19
II. .	9	11	14	20	7	1	2	3	16	21	12	9
III. .	6	17	13	7	1	3	0	13	18	26	14	6[2]

Es würde eine viel längere Beobachtungsreihe dazu gehören, um in den Dekaden-Summen eine regelmässige Periodizität zum Vorscheine zu bringen. Die 20tägigen Summen zeigen schon einen viel regelmässigern Verlauf, namentlich wenn man mit 7. Dezember beginnt.

[1] Journal Scottish Met. Soc. III. Ser. Nr. XIII and XIV. p. 58. Meteorol. Zeitschr. 1898, p. 307, woraus oben der Text.

[2] 15tägige Summe 9, auf zehn Tage reduziert.

Häufigkeit der Nordlichter in 20tägigen Summen:

I. Jahreshälfte	20	15*	24	28	27	33	14	8	1*
II. Jahreshälfte	7	2	8	26	34	41	36	26	19

Die Maxima fallen auf Ende Februar, Anfang März und Anfang Oktober. Das Herbst-Maximum scheint viel später nach den Äquinoktien einzutreten als das Frühlings-Maximum, die Abnahme der Nordlichtfrequenz im Dezember ist sehr ausgesprochen.

Säkulare Periode der Nordlichter in London und Umgebung:

Jahr	0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Summe
1700 . .	—	—	—	—	—	—	—	1	1	0	(2)
1710 . .	0	1	0	0	0	1	9	2	3	4	20
1720 . .	2	1	1	1	0	0	0	1	2	0	8
1730 . .	0	0	0	0	0	4	2	0	0	1	7
1740 . .	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
1750 . .	4	1	0	0	0	0	0	1	0	10	16
1760 . .	0	0	0	0	2	0	1	0	0	4	7
1770 . .	1	0	0	0	0	0	0	0	2	0	3
1780 . .	2	4	1	1	1	0	9	23	16	21	77
1790 . .	3	1	1	1	3	2	1	0	0	1	13
1800 . .	2	0	0	2	2	1	0	0	0	0	7
1810 . .	0	0	0	0	1	0	0	1	0	3	5
1820 . .	1	1	0	0	0	0	0	3	1	1	7
1830 . .	6	7	3	5	5	3	8	13	8	16	74
1840 . .	5	10	2	2	0	1	2	6	29	6	63
1850 . .	5	4	9	7	4	2	0	2	1	11	45
1860 . .	2	9	2	0	0	3	3	0	1	9	29
1870 . .	19	14	21	3	2	0	0	0	0	0	59
1880 . .	1	1	2	1	0	1	0	0	0	0	16
1890 . .	0	0	2	0	1	0	?	?	?	?	(3)

Jährliche Periode der Nordlichter:

	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Nov.	Dez.	Zahl der Jahre
NO-Schottland	10.9	12.7	12.0	7.1	2.2	0.0*	0.4	4.4	12.9	15.8	12.0	9.6*	122
Edinburgh .	10.0	12.3	13.9	9.0	3.6	0.3*	1.8	6.4	12.3	13.9	11.7	4.8*	81
London . . .	8.6	10.5	10.2	10.7	4.0	1.1*	1.9	5.6	14.5	16.9	9.6	6.4*	189
Mittel . . .	9.8	11.8	12.0	8.9	3.3	0.5*	1.4	5.6	13.2	15.5	11.1	6.9*	131

Maximum-Frequenz in einem Monate zu London:

Zahl .	4	4	6	4	3	1	3	2	5	8	8	4	29
Jahr .	1839	1870	1716	1848 u. 1870	1839	öfter	1872	öfter	1839	1848	1848	1861	1848

Das Südlicht ist Gegenstand einer zweiten Abhandlung von Dr. W. Boller geworden[1]). Derselbe hat das bis dahin ihm vor-

[1]) Gerland, Beiträge zur Geophysik 3. p. 550 u. ff. Über die erste Abhandlung vergl. dieses Jahrbuch. 8. p. 331.

liegende Material sehr wesentlich ergänzt. Die nachstehenden, von ihm gegebenen Tabellen (S. 360—361) enthalten die Beobachtungszahlen, verteilt auf die Monate, für die einzelnen Jahre. Die erste Abteilung enthält sämtliche Beobachtungen des betreffenden Jahres, die zweite diese nur insoweit, als sie an verschiedenen Terminen stattfanden.

Die neu gewonnenen Aufzeichnungen stammen zum grössern Teile von den Publikationen der Wetterkarten in Australien, Neuseeland und Tasmanien, welche auch bei der ersten Aufstellung des Kataloges schon das grössere Material geliefert hatten. Aus Kapland, Natal und Südamerika sind trotz eingehender Einsicht in das betreffende meteorologische Material keine neuen Notierungen vorliegend.

Was Verf. in seiner ersten Abhandlung vermutete, dass die Erscheinung der Aurora Australis nicht beachtet und darum zu Beginn und zur Mitte unseres Jahrhunderts so wenig aufgezeichnet wurde, fand sich nach Einsicht in die ältern australischen und südafrikanischen Zeitungen durchaus richtig.

Wenn man die nunmehr vorliegenden zahlreichen Aufzeichnungen betrachtet, sich daran erinnert, dass infolge der Land- und Wasserverteilung auf der südlichen Halbkugel das Beobachtungsnetz sehr weitmaschig ist, das geringere Interesse mancher Beobachter erwägt, endlich aber die vermehrten Notierungen der letzten Jahrzehnte betrachtet, so muss man zum Schlusse kommen, dass die Aurora Australis sich ebenso häufig wie die Aurora Borealis entwickelt, dass dieselbe in gewissen südlichen Breiten, deren genaue Bestimmung noch aussteht, eine ebenso häufige und regelmässige Erscheinung ist als das Nordlicht.

Was die Periode anbelangt, so ist dieselbe auf Grund des vorliegenden Zahlenmateriales vor der Hand genau nicht zu bestimmen. So weit eine kurze Vergleichung mit den Nordlichtern ergiebt, stimmt sie annähernd mit dem periodisch maximalen Erscheinen derselben überein. Bemerkenswert ist, dass G. R. Smalley in den Transactions of the Philosophical Society of New South Wales 1866, p. 353, in einer Abhandlung »über den gegenwärtigen Stand der astronomischen, magnetischen und meteorologischen Wissenschaft« eine zehnjährige Periode des Südlichtes vermutete und dieselbe in direkten Zusammenhang mit derjenigen der magnetischen Stürme zu bringen versuchte. Zehn Jahre später vermutet Charles Todd in South Australia: Its Resources etc. ed. by William Harcus, p. 413, gleicherweise eine Periode von $11^1/_4$ Jahren und deren Koinzidenz mit derjenigen der Sonnenflecken, der magnetischen Stürme und des Regenfalles, Vermutungen, welche ja durchaus nahe liegen.

Südlichtaufzeichnungen 1740–1895.

Jahr	a) im ganzen I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe	b) an verschiedenen Terminen I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe
1640		1												1														1
18. Jahrh.													4	4													4	4
1730								1						1														1
1737												1		1														1
1744								1						1	wie nebenstehend													1
1745			1											1														1
1770									1					1														1
1773		8	7									1		16														16
1774		1									2			3														3
1783				1										1														1
1820		1	5											6														6
1824						1								1														1
1831	3	3		1										7														7
1838											1			1														1
1839	2		3											5														5
1840		23	4								1			28		14	3								1			18
1841		1	27		1		1					1		31		1	18		1		1					1		22
1842	1	3	10	4	1	1	1		1			1		23	1	3	9	4	1	1	1		1			1		22
1843	1	3	3											7	1	3	3											7
1844				2										2				2										2
1845		3	11											14		2	11											13

Jahr	a) im ganzen I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe	b) an verschiedenen Terminen I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe
1846									1					1									1					1
1847				2					4	4		1		11				2					4	4		1		11
1848			2	1						3	2	1		9			2	1						3	2	1		9
1851									5		1	2		8									2		1	2		5
1852	1													1	1													1
1854		1												1		1												1
1856				1			1	1						3				1			1	1						3
1857	3											11		14	3											3		6
1858				6	3	3	1	1	5	2	1	6		28				4	2	3	1	1	5	2	1	3		22
1859		5	1	6	1	1	1	30	29	16	3	5		98		5	1	5	1	1	1	7	4	5	2	4		36
1860	6	8	24	3	2	2	5	18	7	4		3		82	3	5	8	3	2	2	3	8	2	3		3		42
1861	3	1	1	5	1	1				3	1	4		20	2	1	1	4	1	1				2	1	3		16
1862			6	1					2	4		1		14			1	1					2	2		1		7
1863	3	1					1	1		1	4			11	3	1					1	1		1	4			11
1864						3	2							5						3	2							5
1865		1						1		1				3		1						1		1				3
1866			1							1				2			1							1				2
1869					8					1				9					3					1				4
1870	6	20	16	14	6			9	57	36	31	29		224	3	5	5	4	3			3	7	6	14	8		58
1871	11	5	31	20	9	10	6	6	8	5	8	9		128	8	3	4	11	8	2	2	4	5	2	5	8		62
1872	5	16	4	3	2	4	7	3	2	102	6	1		155	4	5	1	3	2	3	3	2	2	10	4	1		40
1873	1		10		1	4		2				2		20	1		1		1	2		1				1		7
1874	4	12	11	4	2		1	3	1	3	4	2		47	2	12	7	1	2		1	2	1	3	4	2		37
1875	2	11	3		1		1	1	1					20	2	5		2	1		1	1	1					13

Jahr	a) im ganzen														b) an verschiedenen Terminen													
	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII	Termin unbestimmt	Summe
1876				1		1				1				3				1		1				1				3
1877	1	1					1							3	1	1					1							3
1878			1						1					2			1						1					2
1879		1					1							2		1					1							2
1880	1							6		1				8	1							4		1				6
1881	1	2							8	1	5	4		21	1	2							1	1	2	4		11
1882	1	1		78	1			1	3	33	45	11		174	1	1		8	1			1	3	6	9	9		39
1883	7	1	4	7			2	2	8	3	12			46	7	1	2	4			2	1	7	3	1			28
1884			1									1		2			1									1		2
1885		1	1	2	2		2	1						9		1	1	2	2		2	1						9
1886	2	2	14				5					1		24	2	2	4				4					1		13
1887	1	2		1				1	2			1		8	1	2		1				1	2			1		8
1888	7			1			1			3	1	1		14	7			1			1			3	1	1		13
1889	1		1		2				2		1			7	1		1		2				2		1			7
1890	1				1		2	1		1	1			7	1				1		2	1		1	1			7
1891	1			1	3				1					6	1			1	3				1					6
1892	1	7	6	4	16	19	4	9	1	2	5	3		77	1	5	5	2	6	5	4	6	1	2	5	3		45
1893	2	2	10	4			2		1	1				22	2	2	10	4			2		1	1				22
1894	3	22	2	3	1		7	28	1	2	1			70	3	4	2	3	1		2	2	1	2	1			21
1895		2						1						3		2						1						3
1896			1											1			1											1
Unbest.													4	4													4	4
Summe	82	171	221	176	64	50	55	128	152	234	136	103	8	1582	68	104	119	77	44	25	39	52	58	67	63	65	8	791

+1 +1   +1 1+

20. Optische Erscheinungen.

Die Farbe der Sonne am Horizonte in der Wüste und auf dem Meere behandelte Dr. E. Franzeschi[1]). In der Wüste erblickt man die Sonnenscheibe strahlenlos von zinkweisser Farbe, sobald dichter Nebel herrscht, oder starker Wind weht, welcher eine grosse Menge Körperchen von sehr verschiedener Grösse ungeordnet in die Luft erhebt. Zu andern Zeiten sieht man, wenn tagsüber kein starker Wind weht, die Sonne abends am Horizonte schwach rötlich, also dann wenn man annehmen kann, dass die in der Atmosphäre emporgehobenen Körperchen mehr nach ihrer Grösse verteilt sind. Bisweilen sah der Beobachter den obern Teil der nahe dem Horizonte stehenden Sonne schwach rötlich, den untern dagegen dunkelrot; auch die umgekehrte Färbung zeigt sich bisweilen in der Wüste. Grüne, blaue, indigo und violette Färbung der Sonne hat Franzeschi niemals beobachtet. Derselbe steht bezüglich der Erklärung der Färbung auf dem Standpunkte der Lommel'schen Theorie und der Ergebnisse, welche die Versuche von Kiessling und Battelli über die Erscheinungen der Diffraktion ergeben haben. Nach Lommel's Theorie ist das Diffraktionsbild eines leuchtenden Körpers rot, wenn die meisten Lichtstrahlen mehrere Gruppen opaker Körper passiert haben, und gemäss den Experimenten von Kiessling und Battelli ist zu schliessen, dass ein leuchtender Körper, wenn man ihn durch Staub oder künstliche Nebel betrachtet, in um so brechbarer Farbe erscheint, als die in dem Medium, welches die Strahlen passieren, schwebenden Körperchen kleiner und homogener sind.

Die Farbe der Sonne am Meereshorizonte lässt sich nach Franzeschi in ähnlicher Weise erklären, nur der sogenannte blaue (und grüne) Strahl wird nach seiner Ansicht weder durch Refraktion, noch durch Diffraktion hervorgerufen. Er hält diesen für eine »intraoptische« Erscheinung, hervorgerufen durch den Kontrast zwischen der orange oder gelben Farbe der Sonne und dem Blau des Himmelsgrundes, oder auch zwischen dem Weiss der die Sonne umgebenden Aureole und der schwärzlichen Färbung der Wüste und des Meeres. Endlich betont Franzeschi noch, dass die Farbe kleiner, lichter Körperchen undefinierbar ist, und die von manchen Astronomen für blau oder grün erklärten Sterne in Wirklichkeit weiss sind.

Das Funkeln der Sterne bildete den Gegenstand einiger Untersuchungen von J. J. See[2]). Die Hauptursache des Scintillierens sind die Luftundulationen, welche durch die atmosphärischen Strömungen verursacht werden. Diese Wellen wirken wie bewegliche Linsen, welche unaufhörlich Abweichungen und farbige Zerlegungen der weissen Lichtstrahlen erzeugen. See hat nun das Funkeln der

---

[1]) Bulletin de l'Institut égyptol. Serie 3. Nr. 7.
[2]) Astron. Nachr. Nr. 3450.

Sterne mit Fernrohren von verschiedener Grösse beobachtet, gleichzeitig mit den atmosphärischen Wellen. Es ergab sich, dass die Scintillation sich vermindert oder verschwindet, wenn die Öffnung des Fernrohres grösser ist als die Länge der Wellen. Die Häufigkeit des Aufblitzens ist die gleiche wie die der vorüberziehenden Luftwellen (durchschnittlich wurden zwei pro Sekunde gezählt). Mit einigen Modifikationen ist die Theorie der Scintillation von Lord Rayleigh in Übereinstimmung mit den Beobachtungen See's.

21. Klimatologie.

Die Dauer des Sonnenscheines in Stunden zu Magdeburg ist an der dortigen Wetterwarte während der 15 Jahre 1882—1896 mit dem Campbell-Stokes'schen Sonnenschein-Autographen bestimmt worden[1]). Die Tabellen (S. 365) geben die Mittelwerte für die einzelnen Monate.

Die klimatischen Verhältnisse Oberbayerns schilderte Dr. Erk auf Grundlage der neuern Beobachtungen und theoretischen Anschauungen[2]).

»Südbayern hat, wie Verf. schon 1885 in einer Untersuchung über die Niederschläge am Nordabhange der bayerischen Alpen[3]) darlegte, eine geographisch ganz besonders ausgezeichnete Lage, durch welche die Eigentümlichkeiten seiner klimatischen Verhältnisse bedingt sind. Während wir nämlich im äussersten Süden dieses Gebietes den raschen Aufstieg zur hochragenden Kette der nördlichen Kalkalpen haben, ist denselben die freie schwäbisch-bayerische Hochebene vorgelagert, die sich allmählich bis zum Donauthale hinabsenkt. Auf schweizerischem, wie auf österreichischem Gebiete ist der Übergang vom Gebirge zum Flachlande kein so reiner wie hier, und es treten in beiden Fällen benachbarte Gebirgszüge, der Jura, bezw. der südliche Böhmerwald und der Greinerwald so nahe an die Alpen heran, dass sich der Einfluss dieser Höhenzüge mit jenem der Alpenkette selbst kreuzen und vermischen muss. Anderseits ist von vornherein zu erwarten, dass eine so mächtige Erhebung wie das Massiv der Alpen auf die Entwickelung der Witterungsvorgänge bis weit in das Alpenvorland hinaus einwirken wird. Während die weite Fläche der Ozeane eine möglichst einheitliche und gleichmässige Entwickelung der über sie hinziehenden Luftwirbel gestattet, bringen die Unebenheiten der Landkonfiguration die mannigfaltigsten Änderungen hervor.

Wenn die grossen Depressionen, welche die Witterungsverhältnisse von fast ganz Europa beeinflussen, in die nordwestlichen Teile unseres Kontinents eindringen, dann zeigen sich am Südrande dieser ausgedehnten Wirbel oft kleine Unregelmässigkeiten, Teildepressionen oder Teilminima. Im allgemeinen weiss man aus der Erfahrung, dass die Teilminima mit dem Hauptwirbel weiterziehen und die hauptsächlichsten Eigenschaften

[1]) Jahrbuch der meteorol. Beob. der Wetterwarte der Magdeburger Zeitung 1898.

[2]) Festschrift für die Wanderversammlung der bayr. Landwirte in Rosenheim. Daraus in der Meteorologischen Zeitschrift 1898, p. 298 u. ff.

[3]) Die vertikale Verteilung und die Maximalzone des Niederschlages am Nordabhange der bayerischen Alpen im Zeitraume November 1883 bis November 1885. Meteorologische Zeitschrift 1887, p. 55.

Monat	3—4a	4—5a	5—6a	6—7a	7—8a	8—9a	9—10a	10—11a	11—12a	12—1p	1—2p	2—3p	3—4p	4—5p	5—6p	6—7p	7—8p	8—9p	Summe	Mittlere Tageslänge des Sonnenscheines
Januar						1.1	5.2	7.4	9.1	9.6	9.7	7.8	2.0						51.9	1.7
Februar					1.1	5.5	8.0	9.2	9.8	10.2	10.6	9.6	7.4	1.8					73.2	2.6
März				1.4	5.9	9.4	11.5	13.3	13.6	13.3	13.2	12.5	11.4	8.7	2.0				116.2	3.7
April			1.0	8.3	11.9	13.8	14.7	15.4	15.4	15.5	15.3	15.0	13.5	12.6	9.6	1.7	0.0		163.7	5.5
Mai		0.9	10.4	15.6	17.1	17.8	18.4	19.2	18.9	19.1	19.1	19.1	17.4	16.1	15.2	11.2	1.5		237.0	7.6
Juni		1.9	11.2	14.4	15.4	16.0	17.1	17.6	17.9	17.6	17.5	16.0	16.0	14.6	13.7	11.8	3.5		222.2	7.4
Juli		1.1	9.1	13.6	14.5	15.4	16.4	17.0	17.1	16.9	16.3	15.1	14.6	13.9	13.2	10.1	1.8		206.1	6.6
August			2.9	11.1	15.3	16.6	16.7	17.1	16.9	16.7	16.5	16.1	15.5	14.8	11.8	3.8	0.0		191.8	6.2
September			0.0	3.5	12.1	14.3	15.4	16.4	16.3	16.0	15.7	15.6	14.4	12.0	4.7	0.1			156.5	5.2
Oktober				0.0	2.4	7.1	9.6	10.4	10.7	11.3	11.0	10.1	8.6	3.1	0.0				84.3	2.7
November					0.0	2.5	6.8	8.4	9.6	9.9	9.4	7.9	3.4	0.0					57.9	1.9
Dezember						0.3	3.5	6.0	7.2	7.9	7.7	5.6	0.8						39.0	1.3
Jahr		3.9	34.6	67.9	95.7	119.8	143.3	157.4	162.5	164.0	162.0	150.4	125.0	97.6	70.2	38.7	6.8		1599.8	4.4

Zahl der Tage ohne Sonnenschein.

Jahr	Januar	Februar	März	April	Mai	Juni	Juli	August	Septbr.	Oktober	Novbr.	Dezbr.	Jahressumme
1882	18	10	2	—	—	—	2	2	2	11	8	17	72
1883	10	9	4	5	—	1	—	—	3	12	11	17	72
1884	13	6	12	3	2	1	—	2	2	7	12	20	80
1885	13	9	13	4	1	—	2	2	5	8	14	14	85
1886	14	17	9	8	2	—	2	—	3	6	11	17	89
1887	13	7	7	1	7	2	2	2	4	6	14	9	74
1888	12	10	11	7	—	2	1	5	2	6	11	11	78
1889	14	10	7	9	2	—	—	2	2	10	9	23	88
1890	12	10	4	2	2	2	—	1	3	8	12	20	76
1891	17	10	6	7	1	9	—	1	4	7	12	16	90
1892	9	7	5	—	3	—	—	—	2	8	14	17	65
1893	11	10	5	—	—	1	2	—	1	10	11	10	61
1894	9	6	3	3	4	1	2	2	2	12	16	15	75
1895	17	10	5	1	1	1	—	—	2	6	9	18	70
1896	17	7	4	5	2	—	2	2	3	8	10	16	76
Mittel	13.3	9.2	6.5	3.7	1.8	1.3	1.0	1.4	2.7	8.3	11.6	16.0	76.7

desselben teilen. Diese kleinen sekundären Depressionen sind Störungen in der allgemeinen Luftdruckverteilung, und sie geben wie die grossen Depressionen Veranlassung zu einem aufsteigenden Luftstrome. Bei ihrer Annäherung wird daher im allgemeinen das Barometer sinken, die Luftfeuchtigkeit nimmt zu, die Bewölkung wird stärker, und allmählich stellen sich Niederschläge ein, die meist auch noch anhalten, wenn das Zentrum der Teildepression bereits vorübergezogen ist. Hat sich das Teilminimum weiter entfernt, so tritt im allgemeinen wieder Besserung des Wetters ein.

Diesen Verlauf finden wir fast überall im grössten Teile der gemässigten Zone. Im Alpenvorlande macht sich jedoch eine wesentliche Abänderung geltend, die eben durch den Einfluss des Gebirges bedingt ist und auf die klimatischen Verhältnisse Südbayerns in charakteristischer Weise einwirkt.

Wenn die Hauptdepression in den Nordwesten Europas eindringt, ist das Teilminimum an ihrer Südseite, während es sich über Zentralfrankreich befindet, meist nur schwach angedeutet. Gewöhnlich ist nach keiner Seite das Druckgefälle besonders ausgebildet, die Luftzufuhr erfährt auf keiner Seite eine besondere Störung, das Teilminimum zieht mit der Hauptdepression, und der Witterungsverlauf spielt sich in seiner Umgebung nach der oben geschilderten normalen Weise ab. Auf ihrem weitern Zuge kommt aber die sekundäre Depression in die Nähe der Alpen, und die mächtige Kette des Gebirges sperrt nun den direkten Zufluss der Luft von Süden her ab. Zunächst wird durch die aspirierende Wirkung des Teilminimums die Luft vom Alpenvorlande und aus den gegen Norden sich öffnenden Thälern weggesaugt. Wäre nicht der hemmende Wall der Alpen im Wege, so würde sofort von Süden her in horizontalem Bewegungssinne Ersatz für die abfliessende Luft eintreten. Infolge dieses Hindernisses muss der in den Thälern und am Fusse des Gebirges zuerst sich geltend machende Mangel an Luft durch einen Nachschub von oben her ersetzt werden, indem die Luft vom Abhang der Alpen herabsinkt.

Diese abwärts gerichtete Bewegung pflanzt sich rückschreitend in immer grössere Höhen fort, selbst bis zur Höhe des Alpenkammes, und diese manchmal mit Sturmesgewalt auftretende Luftströmung ist der Föhn. Bei dieser Erklärung ist allerdings vorausgesetzt, dass wenigstens über dem Alpengebiete ein etwas höherer Druck vorhanden ist. Gerade in den Fällen, in welchen der Föhn zur vollen Entwickelung gelangt, ist dieser höhere Druck nur als ein keilförmiger Ausläufer vorhanden, der von einem grössern Maximum im Osten über das Alpengebiet vorspringt und mit seiner Längsachse sich an die Hauptkette und an die Südflanken der Alpen anschmiegt. Dabei darf man sich aber nicht vorstellen, dass in einer besondern Gegend, etwa an einem Passe, der Föhnwind sich wie ein Heerwurm in das Alpenvorland herabsenke, sondern es sinken die Luftschichten, in welchen gleicher Druck herrscht, als Ganzes herunter, so dass in allen Horizontalschichten das Luftdruckgefälle von der kleinen, allmählich gegen die Alpen heranziehenden Depression bis zu dem hohen Drucke über dem Alpenkamme zwar steil, aber doch immerhin stetig bleibt.

Wenn nun aber die Luft in dieser Weise heruntersinkt, so kommt jedes einzelne Teilchen derselben unter immer mehr zunehmendem Druck, während gleichzeitig auch alle Teilchen nebenan in der gleichen Horizontalschicht dieselbe Druckerhöhung erfahren. Es kann also die Luft nicht sofort seitlich entweichen, und sie wird daher durch den zunehmenden Druck immer mehr zusammengepresst. Wir wissen aber, dass sie sich nach einem allgemeinen physikalischen Gesetze hierbei erwärmen muss, und so ist denn die Ursache der hohen Temperatur, mit welcher der Föhnwind am Grunde der Thäler und Gebirgsfusse ankommt, in dieser Kompression zu suchen. Der Föhn ist jedoch nicht nur warm, sondern auch trocken. Die Luft hat nämlich in den Hochlagen am Gebirgskamme eine verhältnismässig tiefe Temperatur. Bei tiefer Temperatur kann aber die Luft, selbst wenn sie mit Feuchtigkeit absolut gesättigt ist, nur eine geringe absolute Menge

von Wasserdampf enthalten. Während die Luft herabsinkt und dabei erwärmt wird, erhält sie keine neue Zufuhr von Feuchtigkeit, sie kann also nur dieselbe geringe absolute Menge von Wasserdampf in sich bergen, wie in der ursprünglichen höhern Lage. Infolgedessen ist die Luft, wenn sie unten warm ankommt, bei weitem nicht mehr gesättigt, sondern sehr trocken.

So erfahren denn die Teildepressionen bei der Annäherung an die Alpen als erste Abänderung der normalen Verhältnisse auf ihrer südlichen, dem Gebirge zugewendeten Seite eine wesentliche Erhöhung der Temperatur und eine entsprechende Verminderung der Luftfeuchtigkeit. Diese Veränderung bleibt aber auf die südöstliche und südliche Seite der kleinen Depression beschränkt. Auf der Rückseite sind die normalen Verhältnisse erhalten.

Auf der Vorderseite der Depression muss die Luft unter dem Einflusse der Alpen mit abwärts gerichteter Bewegung in den Luftwirbel einströmen, während sie auf der Rückseite die normale aufsteigende Bewegung hat. Damit fällt aber auf der Vorderseite der Grund zur Wolkenbildung weg, ja die trockene Luft des Föhns zehrt hier die Wolken auf, welche das Teilminimum ursprünglich begleitet hatten. Auf der Rückseite bleiben dieselben aber erhalten. Bei der Wetterlage des Föhns hat daher das nördliche Bayern und oft schon das Donauthal trübes, kühles Wetter mit Niederschlägen, während im südlichen Bayern unter der Wirkung des Föhns Aufklären eintritt. Der Umfang der Teildepression kann sogar manchmal so gering sein, dass dieselbe zwischen München und dem Gebirge durchgeht, und München auf der weniger begünstigten Nordseite der Depression liegen bleibt.

Damit kommen wir aber zu der auffallendsten Einwirkung, die das Gebirge auf diese Depressionen ausübt. Durch eingehende Untersuchungen, deren Resultate demnächst veröffentlicht werden, hat es sich mit Sicherheit herausgestellt, dass unter der Einwirkung der Alpen die Teildepressionen selbständig werden, sich von der Hauptdepression ablösen und unabhängig von derselben längs des Gebirges hinziehen. Es ist dies eine Konsequenz des allgemeinen Erfahrungssatzes, dass Depressionen aus ihrer ursprünglichen Bahn nach jener Seite hin abweichen, wo eine ungewöhnliche Erwärmung besteht. Es wurde aber oben gezeigt, dass diese Erwärmung durch den Föhn nur auf der vordern, südöstlichen Seite am Gebirgsfusse selbst eintritt. Die Teildepression schmiegt sich daher auf ihrer Wanderung möglichst dicht an das Gebirge an. Hat die Teildepression, am Nordfusse der Alpen hinschreitend, die Ausläufer der Ostalpen erreicht, so treten nun auch von andern Seiten Gebirgszüge heran (der Böhmerwald, später der Greinerwald) und auf der Südseite verläuft die Alpenkette allmählich. Es fehlt von nun an die Bedingung für die Ausbildung des Föhns, daher auch für die Entstehung eines Gebietes mit ungewöhnlicher Erwärmung auf der Südostseite des Teilminimums. Die einseitige Störung fällt weg, die sekundäre Depression, die auf der kurzen Strecke längs des Gebirges sich so charakteristisch zu einem selbständigen Wirbel ausgebildet hatte, nimmt wieder normalen Charakter an, und in den meisten Fällen wird das kleine Minimum rasch ausgefüllt, es verschwindet.

Damit ist zum erstenmal festgestellt, dass durch Südbayern am Gebirgsfusse hin eine ausgesprochene Zugstrasse kleiner Depressionen verläuft, welche das häufige, aber oft nur kurz dauernde Auftreten von föhnigem Wetter erklärt.

Wenn föhnige Witterung oder gar stärkerer Föhn auf unserer Hochebene eintritt, zeigt sich das Panorama der Alpen in ungewöhnlicher Klarheit und Tiefe.

Es ist ganz allgemein bekannt, dass diese deutliche Sichtbarkeit des Gebirges der Vorbote des Eintrittes von schlechtem Wetter ist. Die meteorologische Erklärung hierfür ist sehr einfach. Beim Heranziehen der kleinen Depression und gleichzeitigem Bestande von hohem Drucke über

den Zentralalpen und an der Südseite derselben stellt sich der Föhn als ein vom Alpenkamme heruntersinkender, warmer und trockener Wind ein. Indem die Depression vorüberzieht, und wir auf ihre Rückseite kommen, drehen die Winde über W gegen NW und N. Diese Luftströmungen haben nun ganz den normalen Charakter der in eine Depression einströmenden Winde, d. h. sie haben eine leichte, zur Kondensation Veranlassung gebende, aufsteigende Tendenz. Diese Bewegungstendenz wird für die gegen das Gebirge streichenden Winde infolge der zunehmenden Erhebung des Geländes noch erhöht. Auf diese Weise folgt auf den Föhn meist unvermittelt regnerisches Wetter, und dies mag wohl die Ursache sein, dass man häufig ohne genauere Überlegung sagt, die Luft sei bei grösserem oder wenigstens bei zunehmendem Feuchtigkeitsgehalt durchsichtiger. In Wirklichkeit fällt aber, wie zahlreiche Beobachtungen zeigen, grosse Durchsichtigkeit der Luft stets mit Föhn, also mit sehr geringer Luftfeuchtigkeit zusammen, und sie verschwindet, sowie der Föhn abnimmt, und an seiner Stelle nordwestliche Winde auftreten. Eine gewisse Entschuldigung für diesen offenbaren Irrtum mag vielleicht darin liegen, dass in einem ganz andern Gebiete, nämlich an der Küste, die Winde von der See her auch die Luft durchsichtiger erscheinen lassen als die Landwinde. Bei diesen Seewinden tritt allerdings Zunahme der Luftfeuchtigkeit ein. Beide Fälle scheinen sich nun zunächst zu widersprechen. Der Schlüssel zur Lösung dieser Frage liegt darin, dass die Durchsichtigkeit der Luft durch die Luftfeuchtigkeit gar nicht beeinflusst wird, solange diese nur in Gasform als Wasserdampf auftritt. Ausgedehnte Untersuchungen von Dr. Vogel in Berlin, haben gezeigt, dass der Grad der Durchsichtigkeit der Luft fast ausschliesslich durch den jeweiligen Staubgehalt bedingt wird. Man sieht sofort, dass sich dadurch die grosse Durchsichtigkeit der Luft sowohl beim feuchten Seewinde, als beim trockenen Föhn erklärt. Der Seewind, welcher über die Meeresfläche gestrichen ist, kommt staubfrei an der Küste an, und die Luft, welche als Föhn aus den höhern Regionen über dem Gebirge herabsinkt, ist ebenfalls staubfrei.

Es kann wohl keinem Zweifel unterliegen, dass der Föhn auch auf die gesundheitlichen Verhältnisse von Einfluss ist. Während vollgesunde, widerstandsfähige Naturen föhniges Wetter äusserst angenehm finden, leiden nervöse Personen unstreitig unter seinem Auftreten. Diese Einwirkung findet ohne Zweifel durch Beeinflussung der Haut, bezw. der natürlichen Verdunstung am menschlichen Körper statt. Eine völlige Erklärung konnte früher nicht gegeben werden, indem grosse Trockenheit, sei es im Winter, sei es im Sommer, bei dem konstanten Witterungscharakter eines barometrischen Maximums nicht von den gleichen Empfindungen bei nervösen Personen begleitet ist. Durch die Aufstellung konstant schreibender Registrierinstrumente, die an mehrern Orten Oberbayerns in Thätigkeit gesetzt wurden, konnte diese Frage gelöst werden. Beim Eintritte von Föhn nimmt die Temperatur enorm rasch zu, die Feuchtigkeit ab. Bis die Depression dann durchgezogen ist, bleibt bei grosser Trockenheit die Temperatur hoch, und es ist einleuchtend, dass, zumal inmitten der winterlichen Jahreszeit, die Hautthätigkeit ungemein angeregt wird. Die Registrierinstrumente beweisen nun, dass die hohe Temperatur und der geringe Feuchtigkeitsgehalt der Luft beim Föhn nicht stetig verlaufen (wie bei einem Barometermaximum), sondern dass fortwährend kleine Schwankungen um den Extremwert stattfinden. Die Kurve, welche z. B. ein registrierendes Hygrometer in einer solchen Periode schreibt, erinnert an den Anblick einer Säge, und es ist klar, dass ein sensibles Nervensystem, welches durch die grosse Trockenheit schon in höhere Empfindlichkeit und Aufregung versetzt, nun durch die fortwährenden kleinen Änderungen und Schwankungen entschieden belästigt wird. In diesem Sinne ist es auch wohl zu erklären, dass lokale Reizungen, wie Lungenentzündungen u. s. w. bei föhnigem Wetter Verschlimmerungen zeigen.

Die Föhnerscheinungen sind geradezu charakteristisch für die klimatischen Verhältnisse Oberbayerns, und ihre Untersuchung hat zuerst darauf geführt, eine ausgesprochene Zugstrasse von Teildepressionen in Süddeutschland nachzuweisen. Im Winterhalbjahre, vom Herbste bis zum Frühlinge, macht sich diese Strasse durch die hohe Temperatur des Föhns bemerklich. Auch im Sommer tritt der Föhn auf, doch wird er vom Laien dann seltener beachtet. In anderer Weise macht sich aber dann die Zugstrasse geltend, indem sie nun auf die Verteilung der Gewitterhäufigkeit über Süddeutschland wesentlichen Einfluss gewinnt. Mancherlei Umstände wirken dabei noch mit, wie die Feuchtigkeit in der Umgebung der Seen, die Bodenkonfiguration u. s. w. Die Gewitter hängen auf das innigste mit den Störungen in der Luftdruckverteilung, d. h. mit kleinen Teildepressionen zusammen. Unter der stärkern Einwirkung der Sonnenstrahlung treten im Sommer zahlreiche Teilminima auf, und auch diese bevorzugen gewisse Landesteile mit ihrem Zuge. Aber unter allen Zugstrassen tritt doch wieder jene im südlichen Bayern am deutlichsten hervor. Auffallend macht sich das Gebiet zwischen Ammer- und Würmsee als ein Hauptherd der Gewitterbildung geltend. Die Teildepressionen, welche durch Süddeutschland ziehen, lösen in diesen Gegenden Verhältnisse in der vertikalen Temperaturverteilung aus, welche für die Gewitterbildung besonders günstig sind. Von dem Entstehungsherde aus ziehen die Gewitter dann teils auf nordöstlicher Bahn an München vorüber, teils wandern sie südostwärts gegen das Gebirge zu. Auch der Chiemgau ist wieder durch grossen Gewitterreichtum ausgezeichnet.

Auch noch in anderer Hinsicht macht sich die Druckfurche geltend, die durch Südbayern am Gebirgsfusse verläuft. Wenn die allgemeine Druckverteilung über Europa ein Vorherrschen der östlichen und nordöstlichen Winde bedingt, dann erscheint das Klima der bayrischen Hochebene besonders rauh. Die Ostwinde nehmen nach Zahl und Intensität gerade in der geographischen Breite von München erheblich zu. Die Stationen am Gebirgsfusse haben dann viel weniger Ostwinde. Windstillen und Winde aus SO bis SW treten an ihre Stellen. Man sieht eben wieder, dass München nördlich der Druckfurche liegt, während sich die Gebirgsstationen in derselben oder teilweise schon südlich derselben befinden. An der Nordseite der Furche müssen nach allgemeinen Gesetzen die Ostwinde verstärkt werden, während auf der Südseite mehr südliche Winde an ihre Stelle treten.

Die bayrischen Stationen haben bei der schon hervorgehobenen günstigen Lage der Alpenkette gegenüber der freien Hochebene die Möglichkeit gegeben, die vertikale Verteilung des Niederschlages zu untersuchen. Es hat sich gezeigt, dass in den eigentlichen Wintermonaten nicht in den grössten Höhen der stärkste Niederschlag fällt, sondern dass dies in den mittlern Höhen von 600 bis 1000 *m* stattfindet. Erst gegen das Frühjahr hinaus rücken die Niederschläge in die grossen Höhen. Die Beobachtungen der oberbayrischen Hochstationen zeigen, dass erst im Februar und März die grössten Schneemengen anfallen. Gegen den Sommer hinaus rückt dann die Region der grössten Niederschläge noch in weitere Höhen hinauf, um dann im Spätherbste wieder in das tiefere Niveau herabzusteigen. Die Niederschlagsverhältnisse der Mittelgebirge Süddeutschlands, des Schwarzwaldes und des bayrischen Waldes gestatten, nur einen Teil dieser Erscheinung zu verfolgen. Im Sommer steigt die Zone, welche die Entwickelung der grössten Niederschläge geben würde, über die Höhe dieser Gebirgszüge. Im Winter reichen sie aber in die Maximalzone des Niederschlages hinein. Die Schneeverhältnisse wurden zuerst in Bayern in eingehendster Weise untersucht und dort zuerst wöchentliche Karten den »Schneehöhen im Königreiche Bayern« als Beilage zum Wetterberichte veröffentlicht. Es zeigt sich aus diesen Karten, dass die Schneemenge, wenn Masse und Dauer der Bedeckung in Betracht gezogen wird, im bayrischen Walde grösser ist als

im Gebirge. Dabei kommt freilich auch die Zugsrichtung der Gebirge wesentlich zur Wirkung, indem der bayrische Wald sich dem winterlichen W-Winde gerade in den Weg stellt. Diese feuchten W-Winde müssen am bayrischen Walde emporsteigen und verlieren dabei durch Kondensation einen grossen Teil ihres Feuchtigkeitsgehaltes. Eine wesentliche Rolle spielt aber auch wieder die früher erwähnte Depressionsstrasse durch Oberbayern. Der bayrische Wald liegt auf der Nordseite derselben und erhält daher kalte nördliche und nordöstliche Winde, welche zur Befestigung der Schneedecke beitragen. Das Alpenvorland liegt auf der Südseite der Zugstrasse, und warme Föhnwinde zehren dort oftmals die Schneedecke auf, wenn über das östliche Grenzgebirge der schneidend kalte »böhmische Wind« hinweht.«

Die Spät- und Frühfröste in Norddeutschland sind nach den Aufzeichnungen an den 16 forstlich-meteorologischen Stationen Preussens von Prof. Dr. Müttrich untersucht worden[1]).

Die Frosttage sind dadurch charakterisiert, dass die an einem Minimum-Thermometer abgelesene Temperatur im Laufe des Tages bis unter 0° sank. Als Spätfröste werden die in den Monaten Mai, Juni und Juli, als Frühfröste die im August und September auftretenden Frosttage angesehen.

Die Ablesungen erfolgten auf jeder Station an vier verschieden aufgestellten Minima-Thermometern, und zwar an zwei von ihnen auf der Feldstation und den andern beiden auf der Waldstation.

Auf jeder Station ist die Anzahl der Frosttage und ihrer Temperatur bei den verschieden aufgestellten Thermometern eine verschiedene. Im allgemeinen erscheinen sowohl die Spät-, als auch die Frühfröste am häufigsten, und ihre Temperatur ist am niedrigsten bei den Beobachtungen auf der Feldstation im Freien, dann folgen die Beobachtungen auf der Feldstation im Schutzkasten (Hütte), darauf die auf der Waldstation an dem frei aufgestellten Minimum-Thermometer, und endlich treten die Frosttage am seltensten auf, und ihre Temperatur sinkt am wenigsten tief unter 0° bei den Beobachtungen auf der Waldstation im Schutzkasten (Hütte).

Aus den von Müttrich zusammengestellten Tabellen ergiebt sich, dass die Spätfröste des Mai, Juni und Juli auf den einzelnen Stationen sehr verschieden verteilt sind. »Im Juli sind Spätfröste nur vorgekommen in Kurwien, Carlsberg, Schmiedefeld, Friedrichsrode und Sonnenberg, und zwar wurden sie, mit Ausnahme von Carlsberg, wo sie auch auf der Waldstation im Freien und in der Hütte vorkamen, nur auf der Feldstation, sowohl im Freien als auch in der Hütte beobachtet. Das Minimum-Thermometer war dabei auf der Feldstation im Freien in Carlsberg bis zu einer Temperatur zwischen —2° und —3° gefallen und blieb auf den andern vier Stationen zwischen —1° und —2°; auf der Feldstation in der Hütte sank es in Kurwien und Carlsberg bis zwischen —1° und

[1]) Zeitschr. f. Forst- u. Jagdwesen 1898. 4. Heft. Gaea 1898. p. 753 ff.

—2°, in Schmiedefeld, Friedrichsrode und Sonnenberg bis zwischen 0° und —1°, und auf der Waldstation in Carlsberg sowohl im Freien als auch in der Hütte bis zwischen —1° und —2°.

Im Juni wurden Frosttemperaturen an dem Minimum-Thermometer auf der Feldstation im Freien auf allen Stationen beobachtet, und zwar sank hier das Minimum-Thermometer an einer Station bis zu —6°, an dreien bis zu —5°.

Auf der Feldstation in der Hütte sank das Minimum-Thermometer an einer Station bis zwischen —4° und —5° und blieb über 0° an drei Stationen.

Auf der Waldstation im Freien sank das Minimum-Thermometer an einer Station bis zwischen —3° und —4° und blieb über 0° an sieben Stationen.

Auf der Waldstation in der Hütte sank das Minimum-Thermometer im Juni an einer Station bis zwischen —3° und —4° und blieb auf zehn Stationen über 0°.

Im Mai sank auf allen Stationen jedes der vier Minima-Thermometer bis unter 0°, und zwar auf der Feldstation im Freien an zwei Stationen bis zwischen —10° und —11°, auf der Feldstation in der Hütte an zwei Stationen bis zwischen —9° und —10°, auf der Waldstation im Freien an zwei Stationen bis zwischen —8° und —9°, auf der Waldstation in der Hütte an zwei Stationen bis zwischen —7° und —8°.

Aus den beobachteten Spätfrösten eine bestimmte Reihenfolge der Stationen abzuleiten, und zwar sowohl in Bezug auf die Temperatur der Spätfröste als auch in Bezug auf die Zeit, bis zu welcher sie wahrscheinlich sind, würde nur möglich sein, wenn auf allen Stationen während derselben Jahre beobachtet worden wäre, und ist wegen der Verschiedenheit in den Beobachtungszeiten nicht durchgeführt.

Schliesslich ist es noch von Interesse, die Bewölkung, sowie die Windrichtung und die Windstärke für diejenigen Tage zusammenzustellen, an welchen Spätfröste eingetreten sind. Freilich muss dabei erwähnt werden, dass diese Grössen erst morgens 8 Uhr beobachtet wurden, während die Minima-Thermometer zu einer frühern Tagesstunde bis zu ihrem tiefsten Stande unter 0° gesunken waren. Daher gaben die Beobachtungen um 8 Uhr morgens nur einen ungefähren Anhalt und keine absolut genauen Resultate für die Grösse der Bewölkung, sowie für die Windrichtung und Windstärke, welche gleichzeitig mit den Spätfrösten vorhanden waren.

Auf allen 16 Stationen zusammen sind 1789 Tage mit Spätfrösten gewesen. An diesen hatte die Bewölkung die nachfolgend angegebenen Werte, wobei 0 einen vollständig klaren, 10 einen vollständig bezogenen Himmel bedeutet und die Zahlen 1—9 ausdrücken, wie viel Zehntel des Himmels mit Wolken bedeckt waren:

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
370	165	123	107	103	109	73	83	123	93	440 mal

Dass an den Tagen mit Spätfrost die Bewölkung am häufigsten = 10 war, ist dadurch zu erklären, dass gerade im Frühjahre nach einer klaren und windstillen Nacht gegen Morgen öfters eine Luftbewegung und eine Zunahme der Bewölkung einzutreten pflegt, und dass die Bewölkung 10 in hervorragender Weise häufiger als irgend ein anderer Grad der Bewölkung auf den Gebirgsstationen vorgekommen ist, während eine geringe Bewölkung 0 und 1 auf den Flachlandstationen vorherrschte.

Von den verschiedenen Windrichtungen wurde an den 1789 Tagen mit Spätfrost um 8 Uhr morgens beobachtet die Richtung

aus	N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	und Windstillen
	259	278	183	102	121	261	284	206	95 mal.

Die verschiedenen Windstärken kamen dabei nach der halben Beaufort-Skala (0 = Windstille bis 6 = stärkster Sturm)

0	1	2	3	4	5	6
95	890	568	193	33	9	1 mal

vor, so dass also die Spätfröste am seltensten bei SO- und S-Winden, am häufigsten bei W- und NO-Winden vorgekommen sind und in ganz hervorragender Weise bei den geringern Windstärken 1 und 2 beobachtet wurden.

Die für die Spätfröste angegebenen allgemeinen Resultate gelten in fast unveränderter Weise auch für die Frühfröste. Aus der Zusammenstellung Dr. Müttrich's ersieht man, dass auf jeder Station die Anzahl der Frühfröste mit ganz vereinzelten Ausnahmen in derselben Reihenfolge wie die Spätfröste abnehmen: Feldstation im Freien, Feldstation in der Hütte, Waldstation im Freien, Waldstation in der Hütte, und dass auch für ihre Mitteltemperaturen im allgemeinen dieselbe Reihenfolge gilt.

Eine spezielle Zusammenstellung zeigt, dass die Frühfröste im Durchschnitte bedeutend seltener vorkommen als die Spätfröste.

In Bezug auf die Bewölkung, die Windrichtung und Windstärke sind die Tage mit Frühfrösten ebenso behandelt, wie es bei den Tagen mit Spätfrösten der Fall war, doch konnten auch hier nur die Werte angegeben werden, welche diese Grössen um 8 Uhr morgens, also an dem ersten auf die Zeit des Frühfrostes folgenden Beobachtungstermine, besassen. Auf den 16 Stationen zusammen sind 560 Tage mit Frühfrösten gewesen. An diesen kamen die verschiedenen Grade der Bewölkung (0 klarer, 10 ganz bewölkter Himmel)

0	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
218	61	51	36	34	21	21	14	17	13	74 mal vor.

Bei den im Herbste eintretenden Frühfrösten hat also ein vollständig klarer Himmel bei den Beobachtungen um 8 Uhr morgens noch entschieden vorgeherrscht.

Von den verschiedenen Windrichtungen wurde an den 560 Tagen mit Frühfrost um 8 Uhr morgens beobachtet die Richtung aus

N	NO	O	SO	S	SW	W	NW	und Windstillen
40	56	73	44	38	82	78	50	99 mal.

Die verschiedenen Windstärken kamen dabei nach der halben Beaufort-Skala (0 = Windstille bis 6 = stärkster Sturm)

0	1	2	3	4	5	6
99	330	107	22	2	—	— mal

vor, so dass also die Frühfröste am häufigsten bei Windstillen und demnächst bei SW-, W- oder O-Winden, am seltensten bei S- und N-Winden vorgekommen sind und ganz hervorragend oft bei Windstillen und den geringen Windstärken 1 und 2 beobachtet wurden. —

Nachdem, sagt Prof. Müttrich, gefunden ist, dass in einzelnen Jahren auf einer Reihe von Stationen noch im Juli ein Spätfrost und schon im August ein Frühfrost auftritt, kann jetzt die Frage beantwortet werden, ob auf einzelnen Stationen auch Jahre vorgekommen sind, in welchen in jedem der Monate Mai bis September Temperaturen unter 0° beobachtet wurden. Eine darauf bezügliche Zusammenstellung ergiebt das Resultat, dass, wenn man die Temperaturen auf der Feldstation im Freien zu Grunde legt, nur auf den Stationen Carlsberg und Sonnenberg derartige Jahre vorhanden waren, und zwar war in Carlsberg in den Jahren 1875, 1876, 1878, 1881, 1884 und 1888 und in Sonnenberg in den Jahren 1884 und 1892 kein Monat von Frösten frei.

In einzelnen Fällen waren die Fröste des Juli und des August nicht unbedeutend. Die Minima-Thermometer sanken z. B. auf der Feldstation im Freien

	in Carlsberg	am	25. Juli	1878	bis	—1.3°,
	»	»	23. August	1878	»	—1.2°,
und noch tiefer	»	»	29. Juli	1881	»	—2.5°,
		und »	30. August	1881	»	—2.3°.

Auf der Waldstation ist es nur ein einziges Mal vorgekommen, dass keiner der Monate Mai bis September frostfrei war, und zwar in Carlsberg im Jahre 1881, wo alle vier Minima-Thermometer sowohl im Juli als auch im August bis unter 0° sanken.

Ebenso ist auch die Frage von Interesse, ob während der Beobachtungsjahre auf einzelnen Stationen Jahre vorgekommen sind, in denen die Zeit vom Mai bis September vollständig frostfrei gewesen ist. In der That sind solche Jahre vorhanden gewesen, nämlich in Eberswalde 1890, in Hadersleben 1889 und 1890, in Neumath 1878 und in Melkerei 1890. Im Jahre 1889 fielen zwar auf den meisten Stationen die Spätfröste fort, doch stellten sich Frühfröste ziemlich zeitig ein, so dass die oben genannten Jahre allein fünf frostfreie Monate, Mai bis September, auf den angegebenen Stationen besessen haben.

Zum Schlusse noch eine Zusammenstellung der sogenannten »Gestrengen Herren (Eismänner oder Eisheilige)«. Wenn sich auch die kalten Tage des Mai nicht regelmässig in allen Jahren und auch nicht immer an denselben Tagen einstellen, so hat sich doch aus der Erfahrung ergeben, dass sie in Norddeutschland am häufigsten auf den 11., 12., 13. Mai und in Süddeutschland auf den 12., 13., 14. Mai fallen, eine Thatsache, welche durch vorstehende Beobachtungen bestätigt wird. Im ganzen wurden auf allen 16 Stationen zusammen auf der Feldstation im Freien 1789 Spätfröste beobachtet, und zwar 1595 im Mai, 166 im Juni und 28 im Juli.

Schliesst man von diesen 1595 Maifrösten die geringern aus, so kamen Fröste von -0.5^0 und darunter im Mai auf allen Stationen 1387 mal vor und verteilten sich auf die einzelnen Tage dieses Monats in folgender Weise:

Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste
1.	79	9.	61	17.	32	25.	8
2.	72	10.	70	18.	42	26.	12
3.	53	11.	71	19.	32	28.	22
4.	70	12.	80	20.	42	27.	16
5.	63	13.	68	21.	17	29.	15
6.	81	14.	47	22.	36	30.	16
7.	76	15.	37	23.	23	31.	23
8.	68	16.	47	24.	8		

Stärkere Maifröste von -3.0^0 und darunter kamen im ganzen 533 mal vor und verteilten sich folgendermassen:

Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste	Datum	Zahl der Maifröste
1.	33	9.	21	17.	9	25.	1
2.	31	10.	27	18.	16	26.	4
3.	27	11.	32	19.	13	27.	5
4.	40	12.	22	20.	12	28.	3
5.	29	13.	30	21.	6	29.	3
6.	37	14.	17	22.	9	30.	6
7.	41	15.	8	23.	5	31.	4
8.	32	16.	9	24.	1		

Aus allen diesen Reihen ergiebt sich, dass sowohl, wenn man alle Frosttage des Mai berücksichtigt, als auch, wenn man die schwächern Fröste fortlässt, oder nur die stärkeren Fröste betrachtet, die Zahl der Frosttage am 10., 11., 12. und 13. Mai grösser ist, als an den vorhergehenden und namentlich auch grösser als an den folgenden Tagen, so dass diese mit dem Namen der »Gestrengen Herren« bezeichneten Tage mit Recht wegen der an ihnen häufiger als sonst auftretenden Fröste gefürchtet sind.«

Das Problem der kalten Tage des Mai ist von Dr. R. Hennig neuerdings auf Grundlage der täglichen Wetterkarten behandelt worden[1]). Er hat diese Karten für den Zeitraum 1879—1898 verglichen und kommt zu folgenden Ergebnissen:

Die kalten Tage im Mai sind eine mit seltenen Ausnahmen (1889 und 1898) alljährlich wiederkehrende Erscheinung, die sich aber keineswegs immer über das ganze, in Betracht kommende Gebiet Zentraleuropas erstreckt; der Kälterückfall des Jahres 1895 z. B., welcher in Süddeutschland in ungewöhnlich schwerer Form auftrat, machte sich in Ostdeutschland überhaupt nicht bemerkbar.

Der Zeitpunkt der Erscheinung ist keineswegs so eng begrenzt, wie zumeist angenommen wird. Die »Eisheiligen« Mamertus, Pankratius, Servatius und Bonifazius (11. bis 14. Mai) waren in 25 Jahren (1874—1898) nur sechsmal an dem Kälterückfalle beteiligt, wohingegen z. B. der 18. Mai allein siebenmal den »kalten Tagen« angehörte. In der Regel findet das gefürchtete Phänomen zwar in der zweiten Mai-Dekade statt, doch kommen auch die erste und dritte Dekade nicht selten in Betracht. Der früheste Zeitpunkt des Eintrittes fiel in den letzten 25 Jahren bereits auf den 30. April (1886), das späteste Datum des Aufhörens erst auf den 1. Juni (1890 und 1893). Die Dauer der Erscheinung beträgt in der Mehrzahl der Fälle drei bis vier Tage, doch erstreckt sie sich zuweilen, besonders wenn sie erst in der letzten Mai-Dekade eintritt, über mehr Tage (bis zu acht).

Das wichtigste Resultat der Hennig'schen Untersuchung widerspricht einer verbreiteten Vorstellung vom Wesen der »kalten Tage«: die nächtliche Ausstrahlung bei heiterem Himmel ist allein nicht im stande, die »kalten Tage« zu bedingen. Vielmehr zeigt sich fast stets eine Zweiteilung des Phänomens, die sich im regelmässigen Verlaufe folgendermassen darstellt: »Zunächst wird die Temperatur durch mehr oder minder intensives Böenwetter (Nordwest-, Rückseiten-, Aprilwetter) mit Niederschlägen aller Art (Regen, Graupeln, Hagel, eventuell Schnee) sehr erheblich abgekühlt, erst dann und nur dann ist in klaren, ruhigen Nächten die Möglichkeit für Frostschäden gegeben.« Wenngleich der regelmässige Verlauf des Phänomens zuweilen erheblich modifiziert wird, so zeigt sich doch, dass zur Entfaltung der Maikälte ein lebhafterer Luftaustausch zwischen dem bestehenden barometrischen Maximum auf den nordwestlichen und westlichen Meeren und einer Depression über dem Kontinente mindestens Vorbedingung ist. Nach Vorübergang dieser Epoche unruhigen Wetters und nach erfolgter Abkühlung treten dann in der Regel erst die schwersten Frostschäden bei steigendem Barometer in entschieden anticyklonalem Regime auf.

Die bedeutsame Frage nach Lage und Zugrichtung der Depression, welche den Kälterückfall auslöst, lässt sich nicht eindeutig beant-

[1]) Das Wetter 1898. Heft 4 und 7.

worten. Der Luftdrucktypus, welchen v. Bezold als charakteristisch und ursächlich bezeichnet (tiefer Druck über Ungarn), ist ohne weiteres nicht im stande, die »kalten Tage« herbeizuführen. Zwar wird sein etwaiges Auftreten im Mai infolge der dann notwendigerweise auftretenden nördlichen Winde meist eine Temperaturerniedrigung bedingen, aber nicht eine solche, die man auf Rechnung der eigentlichen »kalten Tage« stellen könnte. Zuweilen bringt aber die genannte Luftdruckverteilung auch durchaus keinen Temperaturrückgang, ja, selbst eine Temperatursteigerung (14. Mai 1881; 16. Mai 1897). Somit kann auch aus diesem Grunde die v. Bezold'sche Theorie keineswegs als zutreffend bezeichnet werden.

Der regelmässige Verlauf der barometrischen Vorgänge zur Zeit der »kalten Tage«, der freilich nicht selten mehr oder weniger erheblich modifiziert wird, ist vielmehr der folgende: Das wirkende barometrische Minimum bricht vom Norwegischen Meere her in ungefähr südöstlicher Richtung in die Ostsee ein (van Bebber's Zugstrasse IIIa oder auf einer nahezu parallelen Bahn) und biegt alsdann nach Nordost, in der Richtung des Weissen Meeres, um. Je stärker die Bahn anfangs nach Süden geneigt ist, um so energischer tritt der Kälterückfall im westlichen Mitteleuropa auf. In einzelnen Fällen wurden die »kalten Tage« auch bedingt durch die Ausbildung eines sehr ausgedehnten, flachen Tiefdruckgebietes über ganz Zentraleuropa. Die berüchtigte Zugstrasse Vb, welche sich von der Adria nach dem Finnischen Meerbusen erstreckt, war nur einmal (1874) die unmittelbare Ursache des Kälterückfalles, dagegen kann sie als sekundäre Ursache von grosser, verhängnisvoller Bedeutung werden: wenn nach Einleitung des regelrechten Kälterückfalles und nach schon erfolgter Abkühlung eine neue Depression auf Zugstrasse Vb fortschreitet, so werden Süddeutschland und die Alpenländer von ausserordentlich verheerenden Schneefällen und Frostschäden betroffen (1885 und 1895).

Die Temperatur-Beziehungen zwischen dem Golfstrome im nordatlantischen Ozeane und Europa im Winter. Anknüpfend an die Untersuchungen von O. Pettersson[1]) hat Dr. W. Meinardus eine grössere Arbeit ausgeführt[2]), worin er zunächst den Zusammenhang zwischen Golfstromtemperatur und Lufttemperatur über Europa behandelt und sich dann über gewisse Beziehungen zwischen der Luftdruckverteilung und Temperatur aufeinanderfolgender Zeiträume über dem fraglichen Gebiete beschäftigt. Die Untersuchung beschränkt sich übrigens auf die Wintermonate, weil man a priori in diesen einen etwaigen Einfluss des Golfstromes auf die Witterungsverhältnisse Europas am deutlichsten wahrzunehmen erwarten darf.

---

[1]) Siehe dieses Jahrbuch 8. p. 161 u. ff.
[2]) Meteorol. Zeitschr. 1898. p. 211.

Zunächst hebt Dr. Meinardus kurz die Ergebnisse der Pettersson'schen Arbeit hervor. Der Verfasser derselben hatte sich u. a. die Frage gestellt: Enthält der Golfstrom oder seine nördlichen Ausläufer alljährlich zu derselben Jahreszeit denselben Wärmevorrat, oder finden von Jahr zu Jahr Schwankungen in der Temperatur oder der Gesamtwärme des Wassers statt, und existiert irgend welcher Zusammenhang zwischen diesen Schwankungen und den klimatischen Verhältnissen Nordeuropas?

»Zur Beantwortung dieser Frage benutzte Pettersson die Wassertemperaturbeobachtungen an drei norwegischen Küstenstationen (Udsire, Hellisö und Ona) von 1874 bis 1894. Wenn auch diese Temperaturen nicht genau den thermischen Zustand des Golfstromwassers wiedergeben können, sondern durch die Nähe des Landes und eine Küstenströmung über der norwegischen Rinne in gewisser Weise modifiziert erscheinen müssen, so unterliegt es, wie Pettersson sagt, im grossen und ganzen doch keinem Zweifel, dass der Einfluss des grossen Warmwasserstromes in der Nordsee und im Norwegischen Meere sich auch in den Mittelzahlen dieser Stationen abspiegelt. Um lokale Einflüsse möglichst auszuschliessen, wurden die monatlichen Mittelwerte der drei Stationen immer zu einem einzigen vereinigt. So entstanden für jeden Monat des Jahres 21 Werte (entsprechend den 21 Jahren des Beobachtungszeitraumes), die dann graphisch dargestellt und durch einen Linienzug verbunden wurden, der die Schwankungen der Temperatur des betreffenden Monats von Jahr zu Jahr leicht erkennen lässt. Die Kurven der zwölf Monate wurden nun 1. unter sich und 2. mit den entsprechenden Monatskurven der Lufttemperatur zu Gothenburg verglichen. Dabei ergaben sich folgende beachtenswerte Resultate:

1. Die Temperaturkurven der Meeresfläche verlaufen für die Monate Dezember, Januar, Februar, März, April einerseits und Juli, August, September anderseits ähnlich.

2. Ein Bruch dieser Kontinuität findet im Oktober und November einerseits, im Mai und Juni anderseits statt, was auf eine durchgreifende Veränderung der Meeresströmungen zu diesen Zeiten des Jahres hindeutet.

3. Die Lufttemperatur zeigt in allen Monaten mit Ausnahme von Oktober, November und Dezember, sowie auch im Mai und Juni eine mehr oder weniger ausgeprägte Tendenz, den Schwankungen der Meerestemperatur zu folgen.

4. Die Korrespondenz der Temperaturvariationen des Meeres und der Luft sind ausgeprägter in den Winter- als in den Sommermonaten, trotz der grössern Amplitude der Lufttemperatur gegenüber der Meerestemperatur im Winter.«

Der erste dieser vier Sätze, fährt Meinardus fort, ist der bedeutsamste und berechtigt, in Verbindung mit dem dritten, zu der Hoffnung, den allgemeinen Witterungscharakter längerer Zeiträume voraussagen zu können. Denn die Ähnlichkeit der Monatskurven Dezember bis April (oder Juli bis September) besagt, dass in der Regel die Monate Januar bis April (oder August und September) eine gleichsinnige Temperaturabweichung erleben wie der voraufgehende Dezember (oder Juli). Wenn man also z. B. am 31. Dezember das Vorzeichen der Temperaturabweichung dieses Monats bestimmt, also festgestellt hat, ob ein Wärmeüberschuss oder ein Wärmedefizit vorhanden war, so darf man mit grosser Sicherheit dasselbe für die vier folgenden Monate erwarten. Das gilt zunächst nur für die Meerestemperatur an der norwegischen Küste, aber wegen der Ähnlichkeit der Luft- und Wassertemperaturkurven, die von Pettersson zunächst allerdings nur für die skandinavische Halbinsel konstatiert ist, kann man auf Grund der Dezembertemperatur des Wassers dort auch den Charakter des Winters und Vorfrühlings vorherbestimmen. Übrigens dürfen solche Prognosen, wie Meinardus betont, in der Regel nur relative Wertbestimmungen enthalten, denn man kann nur vorhersagen, ob der kommende Zeitraum wärmer oder kälter wird, als der gleiche Zeitraum des Vorjahres, nicht

aber, ob die Temperatur höher oder niedriger liegen wird als das vieljährige Mittel. Die hier obwaltende Ähnlichkeit der Temperaturkurven mehrerer aufeinander folgender Monate besteht ohne Rücksicht auf die Lage der vieljährigen Monatsmittel und besagt nichts anderes wie, dass in jedem Falle sich die Temperaturen der Monate Dezember bis April oder Juli bis September gleichsinnig gegen die vorjährigen Temperaturen veränderten. Dies ist aber praktisch kein grosser Mangel.

Pettersson hatte mit den Schwankungen der Meerestemperatur die der Lufttemperatur in Schweden verglichen und in den extremen Jahreszeiten eine grosse Ähnlichkeit zwischen ihnen gefunden. Es war nun wünschenswert zu erfahren, ob auch die Lufttemperatur Mitteleuropas von Jahr zu Jahr ein ähnliches Verhalten zeigt, wie die Wassertemperatur an der norwegischen Küste. Die Untersuchungen von Dr. Meinardus ergeben in der That, dass während des 23jährigen Zeitraumes 1874 bis 1896 die Mitteltemperatur des Januar und Februar in Berlin mit Ausnahme von zwei Fällen dieselben Schwankungen gezeigt hat wie die Wassertemperatur derselben Monate in Norwegen. Wegen der Übereinstimmung der Temperaturschwankungen des Ozeanwassers im Dezember mit denen der folgenden Monate einerseits und wegen der Übereinstimmung der Wassertemperaturschwankungen mit denen der Lufttemperatur Mitteleuropas im Januar und Februar anderseits ist aber zu erwarten, dass man im Dezember aus dem Sinne der Veränderung der Temperatur des Golfstromes (verglichen mit dem Dezember des Vorjahres) auch den Sinn der Veränderung der Lufttemperatur im Januar und Februar in unsern Gegenden mit grosser Wahrscheinlichkeit vorherbestimmen könne. In der That fand Dr. Meinardus aus einem Vergleiche der Wassertemperatur im Dezember mit den Lufttemperaturen in Berlin im Januar und Februar, dass in 21 Jahren mit nur vier Ausnahmen auf einen kältern (wärmern) Dezember dort, ein kälterer (wärmerer) Januar und Februar hier folgte. Ebenso häufig (17 mal) war eine solche Übereinstimmung der Veränderung der Dezembertemperatur mit der Temperatur des Februar und März, sowie des März und April eingetreten, wenn man die Monatsmittel des Februar und März, bezw. März und April zu einem einzigen (Doppelmonats-)Mittel vereinigt. Für jeden einzelnen Monat ist die Übereinstimmung allerdings nicht so gross.

Es schien Dr. Meinardus nun wünschenswert, dieses günstige Resultat an einer längern Beobachtungsreihe auf seine Sicherheit zu prüfen. Zwecks Prüfung dieses Sachverhaltes musste aber an Stelle der Wassertemperaturen an der norwegischen Küste ein anderes Vergleichsobjekt treten, da die Beobachtungen daselbst nicht weiter zurückreichen als bis zum Jahre 1874. Da Dr. Meinardus zugleich eine praktische Verwertung der Beziehungen im Auge hatte, so wählte er statt der Wassertemperaturen die Lufttemperaturen der Station Christiansund, die unweit der oben genannten drei Küstenstationen gelegen ist, und deren Beobachtungen bis 1861 zurückgehen.

Das Resultat dieser Nachforschung war, dass der Temperaturcharakter zu Beginn des Winters in Christiansund auf Grund von 35jährigen Beobachtungen beim Schluss des Winters und Beginn des Frühlings in Mitteleuropa zum Ausdrucke zu kommen pflegt.

Von 1862 bis 1897 verhielt sich die Februar-März-Temperatur zu Berlin in 92% und die März-April-Temperatur in 86% der Fälle übereinstimmend mit der voraufgehenden November—Januar-Temperatur zu Christiansund.

Dr. Meinardus hat auch die Temperaturen anderer Orte mit der von Christiansund verglichen und giebt die nachfolgende Zusammenstellung der Resultate. Es bedeutet die erste Zahl hinter dem Ortsnamen die Prozente der Übereinstimmung der Februar—März-Temperatur, die zweite Zahl die

der März—April-Temperatur des betreffenden Ortes mit den voraufgehenden November—Januar-Temperaturen zu Christiansund:

Kopenhagen 92, 92; Königsberg 97, 88; St. Petersburg 88, 88; Berlin 92, 98; Bremen 88, 85; Bromberg 88, 85; Breslau 88, 85; Erfurt 85, 82; Aachen 82, 79; Christiansund 80, 71%.

Die Übereinstimmung ist also am grössten im südlichen Ostseegebiete und nimmt von da gegen das Festland ab, für Februar—März ist sie etwas grösser als für März—April.

»Die oben angegebenen Prozentzahlen zeigen also, dass man mit grosser Sicherheit die Temperaturverhältnisse der Monate Februar, März und April in Mitteleuropa, speziell im deutschen Küstengebiete vorherbestimmen kann, wenn man die täglich in den Zeitungswetterberichten veröffentlichten Temperaturen von Christiansund in dem Vierteljahre November-Dezember-Januar zu Rate zieht. Ist dasselbe wärmer als der gleiche Zeitraum des vorhergehenden Jahres, so wird in Mitteleuropa höchstwahrscheinlich Februar—März und März—April wärmer als im Vorjahre werden; Entsprechendes gilt für eine negative Temperaturveränderung.»

Wenn man beachtet, fährt Dr. Meinardus fort, dass die Lufttemperatur in Christiansund mit der Temperatur des dortigen Küstenwassers und daher auch mit der des Golfstromes in der Regel gleichsinnige Schwankungen zeigt, so lässt sich das Resultat dieser Untersuchung in etwas allgemeinerer Form so aussprechen:

»Einer hohen (niedrigen) Temperatur des Golfstromes an der norwegischen Küste im Vorwinter (November—Januar) folgt gewöhnlich eine hohe (niedrige) Temperatur in Mitteleuropa im Nachwinter (Februar—März und Vorfrühling (März—April).«

Das ist ein sehr interessantes und zugleich praktisch wertvolles Ergebnis. Dr. Meinardus hat sich aber nicht mit demselben begnügt, sondern hat auch nach dem ursächlichen Zusammenhange dieser Erscheinung geforscht. Hierbei ging er auf die Luftdruckverteilung zurück, weil man sich den besten Einblick in die Ursachen einer bestimmten räumlichen und und zeitlichen Anordnung meteorologischer Erscheinungen verschafft, wenn man die Luftdruckverteilung über dem Gebiete, wo dieselben sich abspielen, zur Darstellung bringt.

Pettersson hat gezeigt, dass die Temperatur des Golfstromwassers und der Luft an den Küsten, die es bespült, von Jahr zu Jahr Schwankungen unterworfen ist. Weil nun nach dem Vorigen eine so enge Beziehung zwischen der winterlichen Luftdruck- und Temperaturverteilung in unsern Breiten besteht, so schloss Dr. Meinardus, dass den unperiodischen Temperaturschwankungen ähnliche Schwankungen des Luftdruckss entsprechen, und zwar in der Weise, dass bei einer relativ hohen Meereswärme eine Verschärfung, bei einer niedrigen eine Verminderung der Luftdruckgradienten eintritt.

Diese Voraussetzung erwies sich als richtig, und die speziellen Untersuchungen, welche Dr. Meinardus anstellte, führten ihn zu folgenden Sätzen:

1. Je grösser die Luftdifferenz zwischen Dänemark und Island im Zeitraume September (oder November) bis Januar ist, um so höher ist, auf Grund 35jähriger Beobachtungen, die Temperatur des Golfstromes und der norwegischen Küste in demselben Zeitraume (November—Januar), um so höher ist ferner, auf Grund 46jähriger Beobachtungen, die Lufttemperatur in Mitteleuropa in dem darauf folgenden Zeitraume Februar—April. Entsprechendes gilt für eine relativ kleine Luftdifferenz.

2. Die erwähnte Luftdruckdifferenz steht nur in einer losen Beziehung dieser Art zu der gleichzeitigen und in gar keiner Beziehung zu der Temperatur Mitteleuropas im Mai und Juni.«

Ausnahmen von dieser Gesetzmässigkeit finden sich im wesentlichen nur in dem Zeitraume von 1857 bis 1864, einem Zeitraume, der, wie Dr. Meinardus hervorhebt, in bemerkenswerter Weise mit dem Höhepunkte einer Trocken-

periode im Sinne Brückner's zusammenfällt. »Die Übereinstimmung,« sagt er, »zwischen den Temperaturen Mitteleuropas im Frühjahre und den Luftdruckgradienten über dem Golfstrome im Frühwinter findet nicht oder nur teilweise statt um dieselbe Zeit, in welcher nach Brückner der ozeanische Einfluss über Europa relativ gering ist, nämlich um 1860. Hält man die Brückner'sche Behauptung betreffs dieses Zeitpunktes für erwiesen, so erscheint der gleichzeitige Mangel einer Übereinstimmung zwischen ozeanischen und kontinentalen Verhältnissen wie er sich in unserer Untersuchung zeigt, nicht mehr wunderbar. Aber noch eine andere Thatsache spricht für eine innere Beziehung der auf ganz verschiedenen Wegen gewonnenen Ergebnisse. Brückner hat bekanntlich die Existenz einer säkularen Periode der Klimaschwankungen von einer etwa 35jährigen Dauer wahrscheinlich zu machen gesucht. Darnach würden wir um die Mitte der 90er Jahre den Höhepunkt einer neuen Trockenperiode erreicht haben, für welche wir wieder das Brückner'sche Charakteristikum eines relativen Luftabschlusses gegen den Ozean anzunehmen hätten. Im Einklange damit steht, dass von 1891 ab wiederum auch Abweichungen von der früher ausgesprochenen Gesetzmässigkeit zu wiederholten Malen eingetreten sind, während von 1864 bis 1890 fast überall in Mitteleuropa eine Gleichsinnigkeit der Schwankungen der Luftdruckdifferenzen Kopenhagen—Stykkisholm und der Temperaturen ohne Ausnahme stattfand.«

»Nach diesen Erfahrungen, die sich aus einem 50jährigen Zeitraume ableiten lassen, darf man wohl die Vermutung aussprechen, dass die Ausnahmen von der oben formulierten Gesetzmässigkeit mit einer gewissen Regelmässigkeit wiederkehren, die in einem innern Zusammenhange mit den von Brückner konstatierten säkularen Schwankungen des Luftdruckes über Europa und dem nordatlantischen Ozeane zu stehen scheint. Auf diese Erscheinung ist Rücksicht zu nehmen, wenn man eine praktische Anwendung von den hier gegebenen Beziehungen machen will.«

Eine Untersuchung der Luftdruckverhältnisse, welche Dr. Meinardus anstellte, zeigt den organischen Zusammenhang der ozeanischen und atmosphärischen Zustände und den längern Fortbestand solcher gleichartiger Verhältnisse. Eine Deutung derselben giebt er in dem folgenden Gedankengange: »Es ist sehr wahrscheinlich, dass die Geschwindigkeit des Golfstromes, seine Wärmeführung und Oberflächentemperatur und die relative Tiefe der barometrischen Minima, die Stärke und Richtung der vorherrschenden Luftströmung über ihm in der kalten Jahreszeit aufs engste miteinander verknüpft sind, in der Weise, dass diese Elemente eine in sich geschlossene Kette von Ursachen und Wirkungen darstellen. Denn ein jedes dieser Elemente wird von dem vor ihm genannten beeinflusst, und das erste ist vom letzten abhängig: die Wärmeführung und Oberflächentemperatur des Golfstromes wird unter sonst gleichen Verhältnissen bedingt von der Geschwindigkeit, mit welcher die warmen Wassermassen aus südlichen Breiten herbeiströmen; mit der Oberflächentemperatur steht die relative Tiefe des isländischen Luftdruckminimums und wahrscheinlich auch die Tiefe der ganzen Luftdruckfurche in Beziehung, welche längs der nordwestlichen Begrenzung des Golfstromes verläuft. Durch die Druckverhältnisse werden die Luftströmungen beherrscht, die ihrerseits bekanntlich einen bestimmenden Einfluss auf die Richtung und Geschwindigkeit der Meeresströmung haben. Dieser Einfluss wird besonders gross, wenn, wie in unserem Falle, die Richtung der vorherrschenden Winde mit der Strömungsrichtung zusammenfällt. Wir machen nun die Annahme, dass die normalen Werte aller dieser Elemente in irgend einem Zeitpunkte einem Gleichgewichtszustande zwischen den in diesem Systeme wirksamen Kräften entsprechen, und fragen uns, was eintritt, wenn durch irgend eine von aussen eingreifende Kraft eine Abweichung eines Elements und damit eine Störung jenes Gleichgewichtszustandes herbeigeführt wird. Erreicht z. B. der Golfstrom infolge irgend welcher abnormer Verhältnisse, die

vielleicht in seinem Ursprungsgebiete oder an der Küste von Neufundland herrschen, im Herbste, wenn sich die oben geschilderten Beziehungen auszubilden beginnen, mit einem »zu hohen« Wärmegehalte unsere Breiten, so wird dadurch eine frühzeitige Vertiefung des atlantischen Minimums herbeigeführt. Die Folge davon ist, dass sich eine grössere Geschwindigkeit der südwestlichen Winde über dem Nordmeere entwickelt. Diese wirken nun beschleunigend auf die Bewegung der Wassermassen des Golfstromes. Infolgedessen wird die Wärmezufuhr aus südlichen Breiten noch vergrössert und die Kraft genährt, welche im Anfange den Gleichgewichtszustand gestört hat. Um so mehr werden sich nun also in diesem Systeme die Verhältnisse noch weiter in demselben Sinne in einer abnormen Weise auszuprägen suchen, bis die Energiezufuhr (hier also die Wärmezufuhr aus südlichen Breiten) einen Maximalwert erreicht und wieder abnimmt, oder bis andere Eingriffe von ausserhalb (z. B. gleichzeitig beschleunigte kalte Strömungen an der Ostküste von Grönland, oder die Erwärmung des Festlandes im Frühjahre) die Gegensätze zwischen dem Golfstrome und seiner Umgebung mildern und die Energie des Systems zerstören.

Diese Betrachtungen können zwar durch keine direkten Beweise begründet werden, aber sie halten sich doch im Bereiche der Anschauungen, welche heutzutage über die Wechselwirkung der fraglichen Kräfte gehegt werden. Sie sollen auch nur ein schematisches Bild von einem möglichen Zusammenwirken miteinander verbundener, gleichzeitig und nacheinander eintretender Erscheinungen geben.

Die Folgerung, die wir aus ihnen ziehen dürfen, ist die, dass eine Erhaltungstendenz gleichsinniger Abweichungen der Golfstromtemperatur und Luftdruckverhältnisse durch mehrere Monate bestehen muss; denn die einmal eingeleitete Abweichung von dem normalen Zustande setzt ein System von Kräften in Bewegung, welche den Sinn der Abweichung zu erhalten, wenn nicht zu vergrössern streben. Auf diese Weise findet der Fortbestand solcher gleichartiger Verhältnisse, wie sie in dem Pettersson'schen Satze von der Konstanz der Temperaturabweichungen ausgedrückt sind, und wie sie uns bei einem Vergleiche der Isobarenkarten in die Augen fallen, seine natürliche Erklärung.«

Von dem gewonnenen Standpunkte aus giebt schliesslich Dr. Meinardus einen Einblick in den Mechanismus der Druckveränderungen vom Vorwinter bis zu den Frühlingsmonaten. »Der Übergang,« sagt er, »von der normalen winterlichen Luftdruckverteilung zur sommerlichen vollzieht sich (nach Hann's Darstellung) über Mitteleuropa in der Weise, dass sich zuerst im März die winterlichen Druckverhältnisse zu verwischen beginnen. Der Luftdruck ist vom Februar zum März über Siebenbürgen und der östlichen Balkanhalbinsel bedeutend gesunken, und über der südlichen Ostsee scheint sich ein sehr flaches Minimum ausgebildet zu haben, welches mit einer negativen Temperatur-Anomalie zusammenfällt. Im April erstreckt sich ein Gebiet niedrigen Luftdruckes über das ganze südliche Ungarn und über den nördlichen Teil der Balkanhalbinsel. Das Minimum an der südlichen Ostsee ist als solches verschwunden, aber eine relative Luftdruckerniedrigung ist in diesen Gegenden noch an dem Verlaufe der Isobaren erkennbar. Im Mai tritt die Vertiefung des Minimums über Ungarn und der Balkanhalbinsel noch mehr hervor und wird übrigens auch schon im April in Gemeinschaft mit dem relativ hohen Drucke im Nordwesten (wo derselbe vom Januar bis Mai fortwährend gestiegen ist) die Ursache von charakteristischen Kälterückfällen über Mitteleuropa, während gleichzeitig östlich jener Depression durch dieselbe südöstliche Winde und eine positive Temperatur-Anomalie bedingt werden.

Die soeben geschilderten Veränderungen in den Luftdruckverhältnissen vollziehen sich unter dem Einfluss der mit der Jahreszeit zunehmenden Einstrahlung, die zunächst über den geschützten Ebenen Ungarns und dem breiten Rumpfe der Balkanhalbinsel die wirksamste Temperaturerhöhung

und Luftauflockerung herbeiführen kann. Gleichzeitig trägt die Zunahme des Druckes im Nordwesten dazu bei, dass die winterlichen grossen Luftdruckdifferenzen zwischen Südost und Nordwest immer mehr verringert werden und bis zum Mai fast verschwinden.

Die Isobarenkarte, welche fünf Jahren mit kaltem März—April entspricht, zeigt nun die charakteristischen Züge der normalen Luftdruckverteilung des Frühjahres in ausgeprägtester Form, die erwähnten Depressionsgebiete über dem SO und der südlichen Ostsee sind sogar zu einer Luftdruckfurche vereinigt. Die Isobarenkarte, entsprechend fünf Jahren mit warmem März—April, lässt dagegen eine Luftauflockerung über Ungarn nur durch eine Ausbuchtung einer Isobare erkennen, während im übrigen der winterliche Typus der Luftdruckverteilung noch in keiner Weise gestört ist. Wir dürfen also annehmen, dass im ersten Falle der Übergang zur sommerlichen Luftdruckverteilung frühzeitiger und energischer eingeleitet wurde als im zweiten. Erinnern wir uns nun, dass dem kalten März—April eine Luftdruckverteilung im Vorwinter voraufging, welche verhältnismässig kleine Luftdifferenzen zwischen SO und NW zeigte, also nur schwache und veränderliche Winde über dem Golfstrome bedingte und mit einer niedrigen Temperatur des letztern verbunden war, dass dagegen vor dem warmen März—April eine excessive winterliche Luftdruckverteilung mit steilen Gradienten und hoher Golfstromtemperatur herrschte, so wird es klar, weshalb mit fortschreitender Jahreszeit im ersten Falle eher der auf die Zerstörung der winterlichen Luftdruckverhältnisse gerichtete Einfluss der zunehmenden Sonnenstrahlung in der Luftdruckverteilung wirksam zum Ausdrucke kommen konnte als im zweiten Falle. Das eine Mal waren durch eine negative Temperaturabweichung des Golfstromes und einen relativ hohen Luftdruck im Nordwesten die Bedingungen schon im Vorwinter vorbereitet, welche im Frühjahre Kälterückfälle in Mitteleuropa begünstigen, das andere Mal blieben dagegen durch eine erhöhte Wärmezufuhr und eine bedeutende Tiefe des Luftdruckes im Nordwesten die Bedingungen noch längere Zeit gesichert, welche Mitteleuropa unter milden ozeanischen Einfluss stellen. So wird die Luftdruckverteilung und Temperatur in den Frühjahrsmonaten schon durch die ozeanischen und atmosphärischen Verhältnisse im Vorwinter eingeleitet und innerlich begründet, sie wird abhängig von den Faktoren, welche lange Zeit vorher eine bestimmte Abweichung der Golfstromtemperatur herbeiführen.«

Die Hauptwetterlagen in Europa schilderte Dr. van Bebber[1]). Er unterscheidet fünf Hauptwetterlagen, welche für die Witterung in Deutschland und dessen Umgebung massgebend sind:

1. Hochdruckgebiet im Westen Europas (etwa über den Britischen Inseln und deren Nachbarschaft), Depressionen über den östlicher gelegenen Gegenden.

2. Hochdruckgebiet über Zentraleuropa (speziell über Deutschland), Depressionen erst in grösserer Entfernung.

3. Hochdruckgebiet über Nord- oder Nordosteuropa, Depressionen auf der Südseite des Hochdruckgebietes (am häufigsten über dem Mittelmeergebiete oder der Biskaya-See).

4. Hochdruckgebiet über Ost- oder Südeuropa, Depressionen im Westen.

---

[1]) Annalen der Hydrographie 1897. p. 442 ff.

5. Hochdruckgebiet über Süd- oder Südwesteuropa, Depressionen in nördlichern Gegenden.

Zur Untersuchung der Häufigkeit, der Aufeinanderfolge und des Verhaltens dieser Wettertypen wurden die Wetterkarten der Seewarte von 8^h morgens aus dem Zeitraume 1886—1895 zu Grunde gelegt und diese nach den fünf Hauptwetterlagen gruppiert. Dabei wurde jede der oben angegebenen Wettertypen der Vergleichung wegen in zwei Typen zerlegt (also 1. in W und NW, 2. in N und NO, 4. in O und SO, 5. in S und SW). Es ergaben sich im ganzen 3652 Einzelfälle, welche nach den Hauptwettertypen gruppiert wurden. Diese Einordnung gelang in fast allen Fällen; nur in einigen wenigen, in welchen diese Einordnung zweifelhaft erschien, wurde die Hauptgruppe gewählt, welche in Bezug auf die Witterung Deutschlands am meisten entscheidend war.

Verfasser charakterisiert die diesen Haupttypen entsprechende Witterung je nach der Jahreszeit an bestimmten Beispielen und giebt auch über ihre Häufigkeit und mittlere Dauer tabellarische Zusammenstellungen. Epochen mit derselben Wetterlage über zwei Wochen sind ausserordentlich selten, sie kamen in dem ganzen zehnjährigen Zeitraume 1886—1895 nur sechsmal vor. Aus der Tabelle geht hervor, dass die Wetterlagen mit einem Maximum im W, O und S in der kältern Jahreszeit am beständigsten sind, aber am unbeständigsten in der wärmern Jahreszeit, dagegen kommen diejenigen mit einem Maximum im Westen im Frühjahre und Sommer am häufigsten, im Herbste und Winter am seltensten vor.

Eine besondere Tabelle zeigt die Aufeinanderfolge der Wettertypen in dem Zeitraume 1886—1895. Es ergiebt sich daraus, dass im Jahresmittel die nördliche Lage in die östliche, die östliche in die südliche, die südliche in die westliche und diese in die zentrale Lage am häufigsten übergeht, d. h. ein Wechsel der Lage im Sinne der Bewegung des Uhrzeigers stattfindet. Zum Schlusse sagt Verf.:

»Der Witterungscharakter der einzelnen Monate und überhaupt der Jahresabschnitte ist in hervorragender Weise abhängig von dem Vorherrschen der verschiedenen Wettertypen. Wären wir nun in der Lage, mit genügender Zuverlässigkeit die Umwandlungen der einen Wetterlage in die andere vorauszusehen, so wäre die Wettervorhersage auf mehrere Tage voraus gegeben, und gerade diese Wettervorhersage ist es, welche am meisten den praktischen Bedürfnissen entsprechen würde. Um aber eine solche Beurteilung vornehmen zu können, ist es vor allem nötig, dass man die jeweilige Wetterlage über Europa kennt und die Änderungen verfolgt, welche sich in möglichst kurzer Zeit in der Wetterlage vollziehen. Das Material hierzu ist auch dem grossen Publikum zugänglich; es sind die täglich von den meteorologischen Instituten und von grössern Zeitungen herausgegebenen Wetterkarten und dann die tabellarischen Wetterberichte, welche durch zahlreiche Zeitungen veröffentlicht

werden, und welche zur Konstruktion der Wetterkarten ohne weiteres benutzt werden können. Anderseits sind es die lokalen Beobachtungen, welche uns wichtige Aufschlüsse geben, zu beurteilen, wie sich die allgemeine Wetterlage in der nächsten Zeit ändert. Die Beobachtungen des Luftdruckes, des Windes, der Wärme, der Himmelsansicht und ihrer Änderungen sind für diese Beurteilung, sofern sie an die grossen atmosphärischen Bewegungen angelehnt werden, hier von hervorragender Bedeutung.« Dass Verf. den lokalen Beobachtungen den Wert wichtiger Aufschlüsse jetzt zuerkennt, ist hervorzuheben, früher hat er diesen Wert bestritten.



Druck von Oskar Leiner in Leipzig. 45296



